



UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO
CENTRO DE CIÊNCIAS MATEMÁTICAS E DA NATUREZA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA
MONOGRAFIA DE GRADUAÇÃO

**Evolução holocênica da ilha do Cabo Frio, Arraial
do Cabo – Rio de Janeiro: aspectos
sedimentológicos, petrográficos e geocronológicos.**

Priscilla Lacerda Silva

ORIENTADOR: Prof. João Wagner Alencar Castro
(Laboratório de Geologia Costeira, Sedimentologia e Meio Ambiente/ Museu Nacional -
UFRJ)

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO
CENTRO DE CIÊNCIAS MATEMÁTICAS E DA NATUREZA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA
MONOGRAFIA DE GRADUAÇÃO

**Evolução holocênica da ilha do Cabo Frio, Arraial
do Cabo – Rio de Janeiro: Aspectos
sedimentológicos, petrográficos e geocronológicos.**

Priscilla Lacerda Silva

APROVADA POR:

Prof. Dr. João Wagner Alencar Castro

Prof. Dr. Renato Rodriguez Cabral Ramos

Prof. Dr. José Carlos Sicole Seoane

FICHA CATALOGRÁFICA

Silva, Priscilla Lacerda

Evolução holocênica da ilha do Cabo Frio, Arraial do Cabo – Rio de Janeiro: Aspectos sedimentológicos, petrográficos e geocronológicos.
UFRJ/IGEO, 2011.

xii, 79 pp.

Trabalho Final de Curso (Bacharelado em Geologia) – Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Departamento de Geologia, 2011.

Orientador: João Wagner Alencar Castro

Coorientador: Renato Rodriguez Cabral Ramos

1. Geologia sedimentar
2. Petrografia
3. *Beachrocks*
4. Ilha do Cabo Frio
5. Cimentos Carbonáticos

RESUMO

Através da compreensão dos aspectos sedimentológicos, petrográficos e geocronológicos do campo de dunas e das rochas de praia (*beachrocks*), levando em consideração seus processos de formação e suas principais características. O presente trabalho tem como finalidade o entendimento da dinâmica sedimentar no ambiente praial através do estudo da evolução holocênica, na Ilha do Cabo Frio - Arraial do Cabo mais especificamente na praia do Farol.

Foram identificados e coletados quatro diferentes níveis de *beachrocks*, sendo dois níveis submersos e dois níveis emersos. Seis diferentes amostras de material de praia inconsolidados, foram identificados e coletados, sendo três próximos a face da praia junto à linha de preamar média e três pertencentes à formação do campo de dunas escalonares atual.

As rochas de praia apresentam uma quantidade de bioclastos (rodophytas e bivalvíos) superiores a de cristaloclastos (quartzo, feldspatos e biotitas) as maiores desses cristaloclastos apresentam-se bastante alterados. Os cimentos de calcita encontrados nas amostras fazem parte da mesma fase diagenética, não tendo então uma distinção entre eles. As idades das rochas de praia foram obtidas através do método do radiocarbono (C^{14}) e foi possível relacioná-las com a batimetria dos locais de coleta.

Sobre a análise granulométrica dos sedimentos inconsolidados coletados a granulometria varia de fina superior a média superior, onde a maior parte dos sedimentos finos está localizado nas áreas das dunas escalonares e os sedimentos de granulometria média estão na face da praia junto a linha de preamar.

ABSTRACT

Regarding to the aspects of sedimentological, petrographic and geochronological in the field of dunes and beach rocks, taking into account their formation processes and their main characteristics. This study aims at understanding the sediment dynamics in the beach environment through the study Holocene evolution the island of Cabo Frio - Arraial do Cabo specifically at Lighthouse beach.

Four different levels of beachrocks were identified and collected, two levels below the sealevel and two levels above it. Six different samples of unconsolidated beach material were identified and collected; three on the face along the beach mean high tide line and three belonging to the present day staggered formation of dunes.

The beachrocks have more bioclasts (rodophytas and bivalvies) than crystaloclastos (quartz, feldspar and biotite), most of wich have become quite weathered. The calcite cement found in the samples belonging to the same diagenetic stage, not having a distinction between them. The ages of beachrocks were obtained by radiocarbon (C14) method correlated to relate them to the bathymetry of the sampling sites.

Regarding to the size analysis of sediments collected fine particle size ranges from higher than average, where most of the sediments located in the area of dunes and sediments staggered granulometry media are on the face of beach along the high tideline

AGRADECIMENTOS

Aos meus pais, Roberto e Silvia, e irmãos, Jônathas e Jefferson, por estarem presentes ao meu lado em todos os momentos de minha vida.

A meu namorado, Renan, pelos anos de compreensão e atenção concedidos.

Ao meu professor orientador, João Wagner Alencar Castro, pelos ensinamentos e incentivos concedidos durante o desenvolvimento da pesquisa.

Aos Professores Doutores Renato Rodriguez Cabral Ramos e Leonardo Borghi pelo apoio no desenvolvimento do projeto.

Aos amigos do instituto de Geologia da UFRJ e ao amigo Thiago Fontenelle, com os quais dividi momentos de alegria e conhecimentos.

Ao Laboratório de Geologia Costeira, Sedimentologia e Meio Ambiente Museu Nacional - UFRJ pelo incentivo financeiro à pesquisa desenvolvida.

SUMÁRIO

pág

I – CAPA	i
II – CONTRA CAPA	ii
III – FICHA CATALOGRÁFICA	iii
IV – RESUMO	iv
V – ABSTRACT	v
VI – AGRADECIMENTOS	vi
VII – SUMÁRIO	vii
VIII – ÍNDICE DE TABELAS	ix
VII - ÍNDICE DE FIGURAS	x

1. INTRODUÇÃO.....	1
1.1. Localização da área	4
1.2. Objetivo	5
1.2.1. Objetivo Geral	5
1.2.2. Objetivos Específicos:	5
2. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	6
2.1. Processo diagenéticos	6
2.2. Ambientes eodiagenéticos	6
2.3. Formação das Rochas de Praia “beachrock”	10
2.4. Cimentação carbonática.....	11
3. DIAGNOSTICO AMBIENTAL	17
3.1. Geologia	17
3.1.1. Geologia Regional	17
3.1.2. Geologia Local	19
3.2. Geomorfologia da área	21
3.3. Aspectos Climáticos	24
3.3.1. Clima de Ventos	24
3.3.2. Índice Pluviométrico	25
3.3.3 Clima de ondas	27
3.3.4. Marés	29
4. MATERIAIS E MÉTODOS.....	29
4.1. Etapa pré-campo	30
4.2. Etapa campo	30
4.2.1. Identificação das áreas de coleta	30
4.2.2. Coleta de amostras.....	34
4.3. Etapa de Laboratório	35
4.3.1. Análise Petrográfica	36
4.3.2. Análise granulométrica.....	36
5. RESULTADOS E DISCUSSÕES.....	38

5.1 Aspectos morfométricos e petrográficos	38
5.1.1 Rocha de Praia “C” Emersa.....	38
5.1.2 Rocha de Praia “B” Emersa.....	44
5.1.3 Rocha de Praia “A0” submersa	50
5.1.3 Rocha de Praia “A1” submersa	56
5.2. Batimetria da área de estudo.....	64
5.3. Estudo sedimentológico.....	65
5.3.1. Análise granulométrica do segmento oeste (W) da praia do Farol.....	65
5.3.2 Análise granulométrica da parte central da praia do Farol.....	67
5.3.3 Análise granulométrica da parte leste (E) da praia do Farol.	69
5.4. Geocronologia	71
6. CONCLUSÃO.....	72
7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	75

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 1: Sucessão geral de fases diagenéticas propostas para o <i>beachrock</i> estudado.(Fonte: Modificado de Almeida, 1991).....	16
Tabela 2: Legenda do mapa geomorfológico na região do Cabo Frio – Rio de Janeiro. ...	23
Tabela 3: percentagem dos grãos do arcabouço dos <i>beachrocks</i>	62
Tabela 4: Tabela de percentagem dos grãos.....	63
Tabela 5: Tabela de percentagem do cimento e dos poros... Erro! Indicador não definido.	
Tabela 6: Análise granulométrica dos sedimentos coletados na duna da parte oeste, da praia do Farol, Ilha do Cabo Frio – Arraial do Cabo.....	65
Tabela 7: Análise granulométrica dos sedimentos coletados próximo ao nível do mar na parte oeste, da praia do Farol, Ilha do Cabo Frio – Arraial do Cabo.....	66
Tabela 8: Análise granulométrica dos sedimentos coletados na duna da parte central, da praia do Farol, Ilha do Cabo Frio – Arraial do Cabo.....	67
Tabela 9: Análise granulométrica dos sedimentos coletados próximo ao nível do mar na parte central da praia do Farol, Ilha do Cabo Frio – Arraial do Cabo.	68
Tabela 10: Análise granulométrica dos sedimentos coletados na duna da parte leste da praia do Farol, Ilha do Cabo Frio – Arraial do Cabo.....	69
Tabela 11: Análise granulométrica dos sedimentos coletados próximo ao nível do mar na parte leste da praia do Farol, Ilha do Cabo Frio – Arraial do Cabo.	70
Tabela 12: Idades ao radiocarbono das rochas de praia coletadas na Ilha do Cabo Frio-Arraial do Cabo (Castro & Suguio , 2009).....	71

ÍNDICE DE FIGURAS

Fig. 1: Localização da área de estudo na região de Arraial do Cabo, Estado do Rio de Janeiro. (Fonte <i>Google Earth</i> data da imagem 23/02/2010).....	4
Fig. 2: Distribuição do ambientes diagenéticos, em superfície rasa, em uma ilha areia carbonática idealmente permeável (Longman, 1980).....	7
Fig. 3: (A) ambiente freático marinho; (B) ambiente vadoso de água doce; (C) ambiente freático de água doce (extraído e adaptado de Longman, 1980).	9
Fig.4 (A e B): Fotomicrografia de cimento carbonático composto por cutícula criptocristalina. (Fonte: Almeida, 1991).	12
Fig. 5 (A e B): Fotomicrografia de cimento carbonático composto por franja prismática isópacas. (Fonte: Almeida, 1991).	12
Fig. 6 (A e B): Fotomicrografia de cimento carbonático composto por espato equante....	13
Fig. 7: Fotomicrografia de cimento carbonático composto por preenchimento de poros criptocristalinos ou micrítico. Sendo P- preenchimento dos poros (Fonte: Almeida, 1991)	13
Fig. 8 (A e B): Fotomicrografia de cimento carbonático composto por agregados pseudo-peloidal. (Fonte: Almeida, 1991).....	14
Fig. 9: Fotomicrografia de cimento carbonático composto por agregados radiais. Sendo R agregados radiais (Fonte: Almeida, 1991).....	14
Fig. 10: Fotos microscópica de cimento carbonático composto por agregados isolados e desorientados de cristais escalonoédricos. (Fonte: Almeida, 1991).	15
Fig. 11: Mapa geomorfológico da região do Cabo Frio – Rio de Janeiro. (Fonte: www.cprm.gov.br , Programa Levantamentos Geológicos Básico do Brasil;).....	22
Fig. 12: Localização de todos os materiais coletados na praia do Farol, Ilha do Cabo Frio – Arraial do Cabo, Rio de Janeiro. (Fonte da imagem: Geo EYE de 23/02/2010, extraída do Google Earth).	31
Fig. 13: Localização dos níveis de <i>beachrocks</i> da Ilha do Cabo Frio, Arraial do Cabo, ...	32
Fig. 14: Localização dos pontos de coleta de sedimento na Ilha do Cabo Frio, Arraial do Cabo - Estado do Rio de Janeiro. (Fonte da imagem: Geo EYE de 23/02/2010, extraída do <i>Google Earth</i>).....	33
Fig. 15 (A, B, C): Coleta de sedimento na praia do Farol, Arraial do Cabo. (A) retirada dos sedimentos superficiais; (B) início da coleta de amostras; (C) finalização da coleta de amostras.	35

Fig. 16: <i>Beachrock</i> C da ilha do Cabo Frio, ao fundo a presença do campo de dunas cobertas por vegetação.....	38
Fig. 17: <i>Beachrock</i> C da ilha do Cabo Frio.	39
Fig. 18: Bioclastos de bivalvíos e rodophytas do <i>beachrock</i> C (BIV- bivalvío).....	40
Fig. 19: Arredondamento das rodophytas e dos cristais de quartzo do <i>beachrock</i> C.....	41
Fig. 20: Cristaloclasto de plagioclásio e bioclastos de rodophyta envolvidos por cimento de calcita (<i>Beachrock</i> C).	41
Fig. 21: Cristaloclasto de quartzo e rodophytas envolvidos por cimento de calcita	42
Fig. 22: Cimento carbonático do tipo Franja Prismática Isópaca no <i>beachrock</i> C.	43
Fig. 23: Cimento carbonático do tipo Franja prismática isópaca no <i>beachrock</i> C.	43
Fig. 24: <i>Beachrock</i> B da ilha do Cabo Frio.	44
Fig. 25: <i>Beachrock</i> B da ilha do Cabo Frio.	45
Fig. 26: Bivalvíos (BIV) e rodophytas arredondadas no <i>beachrock</i> B.....	46
Fig. 27: Arredondamento dos bioclastos e porosidade visual boa no <i>beachrock</i> B.	47
Fig. 28: Microclina bastante alterada e bioclastos de rodophytas no <i>beachrock</i> B.....	47
Fig. 29: Cristaloclastos de nefelina sienito bastante alterados e bioclastos de rodophytas no <i>beachrock</i> B.....	48
Fig. 30: Cimento carbonático do tipo Franja Prismática Isópaca envolvendo cristais de quartzo (QTZ) e bioclastos de rodophyta e bivalvío no <i>beachrock</i> B.....	49
Fig. 31: Cimento carbonático do tipo Franja Prismática Isópaca envolvendo cristais de quartzo e rodophyta no <i>beachrock</i> B.....	49
Fig. 32: <i>Beachrock</i> A0 da Ilha do Cabo Frio.....	50
Fig. 33: <i>Beachrock</i> A0 da Ilha do Cabo Frio, Arraial do Cabo.....	51
Fig. 34: Cristaloclastos de quartzo com grau de arredondamento variando de subanguloso a ângulos, mal selecionado e bioclastos de rodophytas e bivalvíos no <i>beachrock</i> A0.	52
Fig. 35: Grau de arredondamento dos cristaloclastos variando de subanguloso a anguloso, bioclastos de rodophytas e bivalvíos no <i>beachrock</i> A0.....	53
Fig. 36: Piroxênio alterado e envolvido por calcita, cristais de quartzo, microclina e bioclastos de rodophyta.	53

Fig. 37: Cristaloclastos de microclina e quartzo (QTZ) sendo envolvido por cimento de calcita no <i>beachrock</i> A0.	54
Fig. 38: Cimento carbonático do tipo Espato Equante envolvendo o cristal de quartzo (QTZ) e o bioclasto de rodophyta no <i>beachrock</i> A0.	55
Fig. 39: Cimento carbonático do tipo Espato Equante nos poros do <i>beachrock</i> A0.	55
Fig. 40: <i>Beachrock</i> A1 da Ilha do Cabo Frio.	56
Fig. 41: <i>Beachrock</i> A1 da Ilha do Cabo Frio.	57
Fig. 42: Cristais de quartzo mal selecionado, bioclastos de rodophytas e fragmentos de bivalvíos no <i>beachrock</i> A1.	58
Fig. 43: Cristaloclastos com grau de arredondamento variando de subangulosos a angulosos no <i>beachrock</i> A1.	59
Fig. 44: Bioclastos de rodophyta e bivalvíos bem preservados no <i>beachrock</i> A1.	59
Fig. 45: Microclina bastante alterada e bioclastos de rodophytas e fragmentos de bivalvíos no <i>beachrock</i> A1.	60
Fig. 46: Preenchimento do poros por cimento carbonático do tipo Espato Equante no <i>beachrock</i> A1.	61
Fig. 47: Cimento carbonático do tipo Espato Equante envolvendo bioclasto de rodophyta e cristal de quartzo (QTZ) no <i>beachrock</i> A1.	61
Fig. 48: Batimetria da área de estudo, Ilha do Cabo Frio – Arraial do cabo, Rio de Janeiro.	64

1. INTRODUÇÃO

O entendimento da dinâmica sedimentar no ambiente praial é de grande importância para o planejamento ambiental das regiões costeiras, auxiliando na compreensão de modelos físicos de previsão de mudanças nos posicionamentos da linha de praia, em resposta às variações do nível do mar, e na alteração na taxa de sedimentação. Essa estreita faixa de terra dominada por ondas, marés, correntes e ventos é muito dinâmica e susceptível as mudanças globais e locais. Variações eustáticas, isostasia, suprimento sedimentar, interferências antrópicas, mudanças na circulação atmosférica são alguns dos fatores que podem influenciar na evolução da linha de costa (Suguio *et al.*, 2005).

O tema aqui abordado refere-se ao estudo de rochas de praia (*beachrock*) constituídas por sedimentos de cimento de cálcio carbonático resultantes do processo de litificação de material arenoso ou rudáceo em ambientes de praia de faixas intertropicais. Os limites latitudinais dessas rochas localizam-se aproximadamente 35°N e 35°S (Scoffin & Stoddart, 1983).

O material litificado inclui arenitos, brechas e conglomerados com diferentes proporções de grãos siliciclásticos e carbonato. A importância do *beachrocks* é baseada em três aspectos principais: seu impacto na evolução costeira (Cooper, 1991), sua importância como indicadores do nível do mar (Hopley, 1986) e seus elementos de prova em processos de cimentação carbonato superficial (Longman, 1980).

As rochas de praia (*beachrocks*) foram estudadas por diversos autores em diferentes partes do mundo, como é o caso do sul da Flórida – Estado Unidos (Ginsburg, 1953), do Hawaii (Meyers, 1987), do mediterrâneo (Alexandersson, 1969; El-Sayed, 1988; Strasser *et al.*, 1989; Sanlaville *et al.*, 1997), do Mar Vermelho (Holail & Rashed, 1992), do Sri Lanka (Cooray, 1968), do Golfo Persa (Taylor and Illing, 1969; Khalaf, 1988), da América Central (Russel, 1959; Sibley & Murray, 1972; Beier, 1985; Kindler & Bain, 1993), da África (Siesser, 1974; Amieux *et al.*, 1989; Ramsay, 1994), da Austrália (Maxwell, 1962; Chivas *et al.*, 1986) e do Brasil (Vieira & De Ros, 2006; Vieira *et al.*, 2007; Mabessone 1964; Van Andel & Laborel 1964; Morais, 1967; Ferreira 1969 *apud* Almeida, 1991).

As rochas de praia (*beachrock*) são constituídas por sedimentos de cimento de cálcio carbonático litificado e este sendo dependente da temperatura da água intersticial dos sedimentos de praia, bem como de outras condições ambientais da zona costeira. Em macroescala espacial os *beachrocks* formam-se preferencialmente em regiões de baixas latitudes, uma vez que a água intersticial deve exceder a temperatura de 20°C pelo menos metade do ano para cimentar os depósitos praias (Russel & McIntire, 1965).

Os processos específicos responsáveis pela precipitação do cimento carbonático representam uma questão em aberto: Mistura entre águas marinha e meteórica (Moore, & Billings, 1971), evaporação da água do mar (Scoffin, 1970; Khalaf, 1988), perda de CO₂ pelo contato com a atmosfera através da zona vadosa (Hanor, 1978) e atividade direta ou indireta de organismos (Neumeier, 1999) têm sido apontados como os principais desencadeadores da precipitação. E não faltam ainda exemplos de autores que atribuem à

convergência de mais de um destes fatores para a consolidação de depósitos praias em diferentes etapas (Rey *et al.*, 2004).

Além de constituírem evidências sedimentológicas, as rochas praias podem contribuir com indicadores biológicos e pré-históricos cimentados em sua matriz. Essas rochas servem, então, como referencial espacial a indicadores que potencialmente oferecerão referenciais temporais. É neste sentido que trabalhos realizados no Brasil têm nos *beachrocks* importantes indicadores, sejam como os principais (Bezerra *et al.*, (2003) e Caldas *et al.*, (2005) para o Nordeste) ou desempenhando papel secundário (Suguio *et al.*, 1985).

Os *beachrocks* fornecem indicações sobre ambientes onde foram sedimentadas e, desta maneira, definem com precisão a posição do nível médio do mar por ocasião da sua deposição (Kelletat, 2006)

Segundo Fontenelle & Akasaka (2008), o nível mais superior das rochas de praia é confiável como indicador espacial de paleonível relativo do mar. Quanto à dimensão temporal, organismos datados podem ter morrido centenas, ou mesmo milhares, de anos antes de sua incorporação em sedimentos praias e posterior cimentação em rochas praias. Estes organismos podem ainda ter sido incorporados diretamente à rocha como uma “inclusão”, bastantes posterior à cimentação original, apresentando então idades bem mais recentes. Problemas de datação por ^{14}C estão associados à dificuldade de se obter quantidade suficiente de cimento, além de obtê-lo sem qualquer tipo de contaminação por materiais bioclásticos mais antigos ou fluidos mais recentes.

1.1. Localização da área

A Ilha de Cabo Frio localiza-se na parte leste do estado do Rio de Janeiro, no município de Arraial do Cabo. Sua morfologia é caracterizada por sua feição alongada, ocupando uma área de aproximadamente 6,5 km². Os dois pontos mais elevados da Ilha do Cabo Frio alcançam uma altitude de aproximadamente 390 m e 260 m e estão acima do nível do mar. A ilha caracteriza-se por ser uma região de clima quente com períodos secos e regime de ventos intensos, determinando o fenômeno da ressurgência (Figura 1).

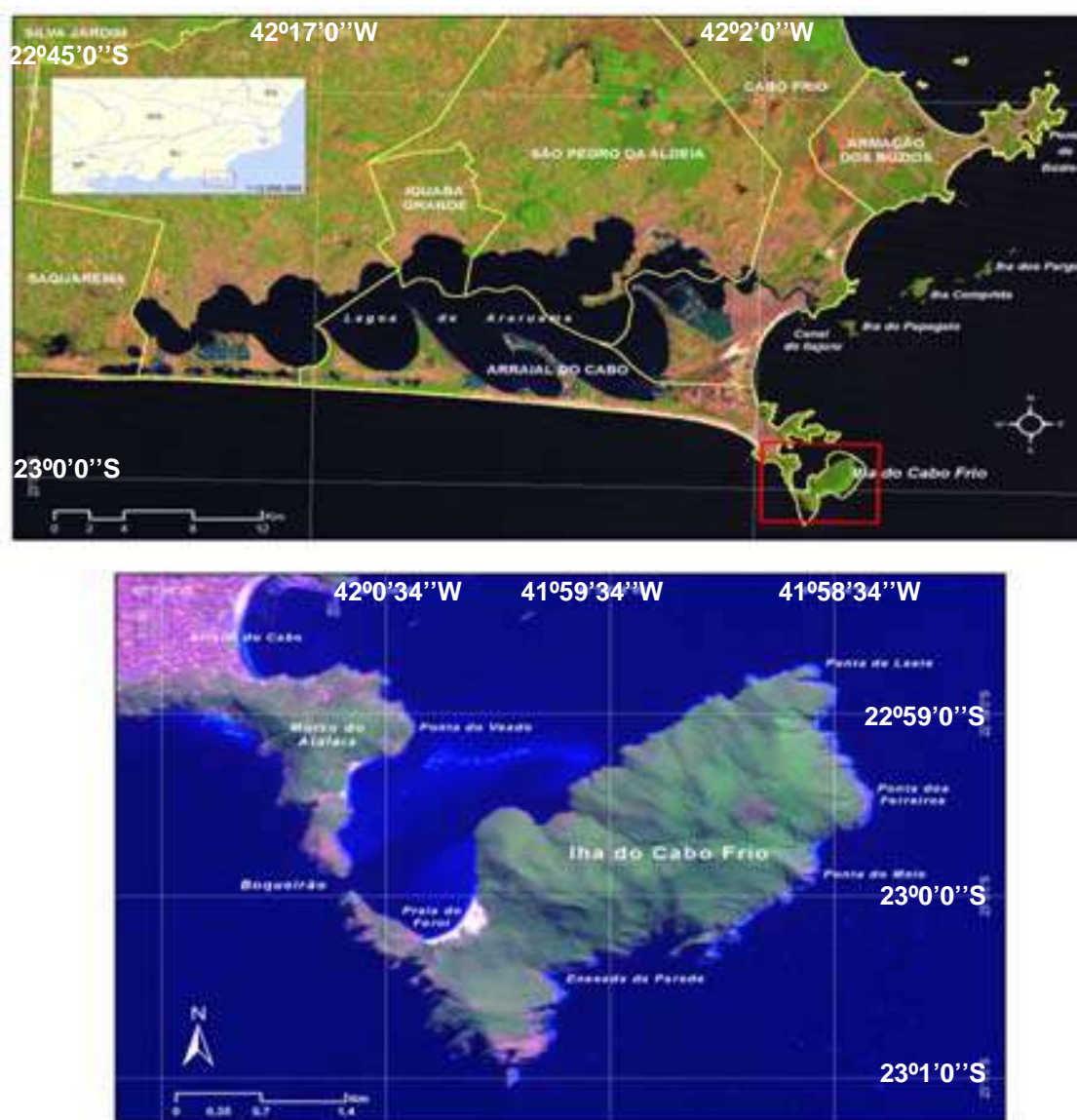


Fig. 1: Localização da área de estudo na região de Arraial do Cabo, Estado do Rio de Janeiro.
(Fonte *Google Earth* data da imagem 23/02/2010)

1.2. Objetivo

1.2.1. Objetivo Geral

Objetiva-se estudar a evolução holocênica da Ilha do Cabo Frio a partir da compreensão dos aspectos sedimentológicos, petrográficos e geocronológicos do campo de dunas e rochas de praia (*beachrocks*) presentes na região.

1.2.2. Objetivos Específicos:

- ❖ Estudar a petrografia dos afloramentos de rochas de praia presentes na ilha;
- ❖ Estudar a sedimentologia dos ambientes da área;
- ❖ Estudo do ponto de vista geocronológico do processo deposicional ocorrido no Holoceno;
- ❖ Desenvolver uma reconstituição paleoambiental da ilha do Cabo Frio ao longo do Holoceno.

2. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

2.1. Processos diagenéticos

No trabalho realizado por Choquette e Pray (1970) foram identificados os seguintes estágios diagenéticos: eodiagênese, mesodiagênese e telodiagênese. Levando em consideração que os *beachrocks* se formam no primeiro estágio, eodiagênese, o qual corresponde à zona de influência efetiva dos processos de superfície. Seu limite superior pode ser subaéreo ou subaquoso, e no limite inferior podem ocorrer diversos processos e atingir diversas profundidades. Já a telodiagênese corresponde à passagem da rocha sedimentar para zona de influência dos processos que ocorrem em uma superfície erosional. (Choquette e Pray, 1970).

2.2. Ambientes eodiagenéticos

Segundo Longman (1980), foram identificados quatro ambientes eodiagenéticos em carbonatos marinho rasos sujeitos a diagênese precoce (Figura 2):

- 1) Freático marinho (juntamente com o ambiente vadoso marinho, formam os *beachrocks*).
- 2) Vadoso meteórico
- 3) Freático meteórico
- 4) Ambiente de mistura (meteórico e marinho)

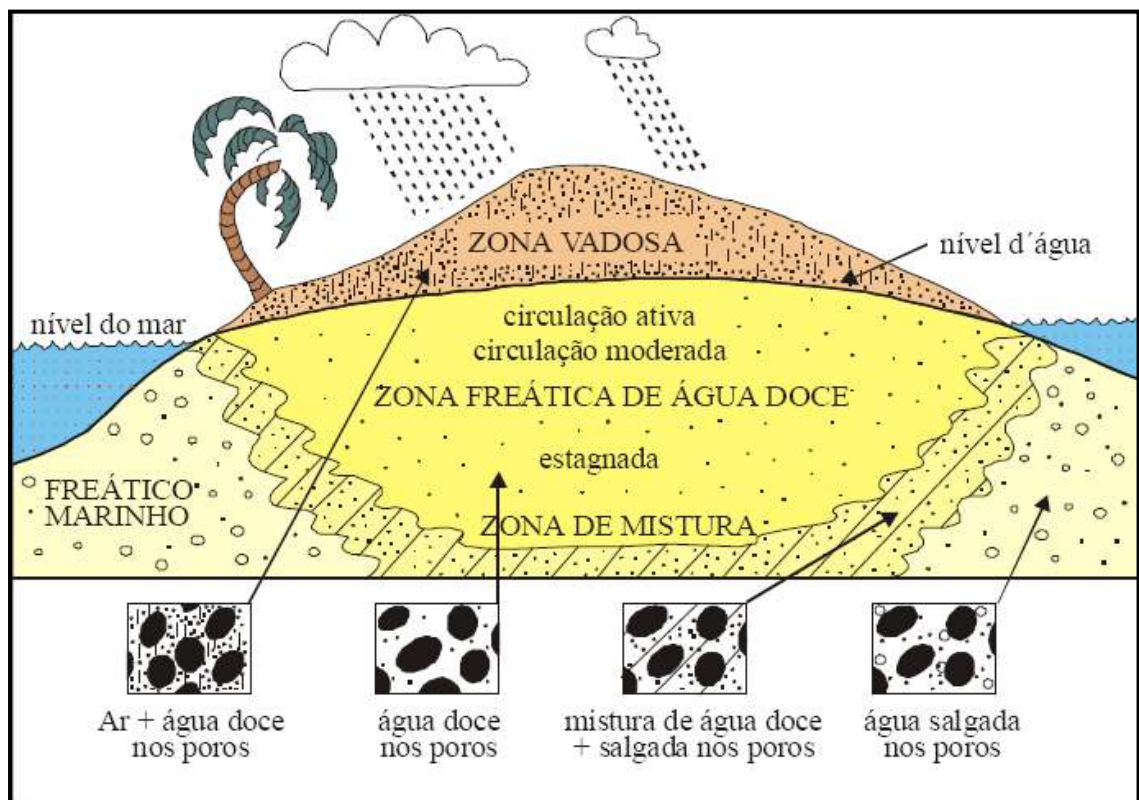


Fig. 2: Distribuição do ambientes diagenéticos, em superfície rasa, em uma ilha areia carbonática idealmente permeável (Longman, 1980).

❖ O ambiente freático marinho divide-se em duas zonas: estagnada e ativa.

A zona estagnada caracteriza-se por uma pequena circulação de água o que tem como consequência a ocorrência de micritização e cimentação intragranular incipiente.

A zona ativa é identificada por uma boa circulação de água próxima a interface sedimento/água e tem ocorrência principalmente em margem de plataforma ou na zona de ante-praia superior. Observa-se ocorrência de cimentação intergranular e de preenchimento de cavidades, onde ocorre predominantemente a cimentação:

- De calcita magnesiana, caracterizada por cristais micríticos ou romboedros distribuídos como franjas isópacas ao redor dos grãos. Esta textura é comum em recifes recentemente cimentados e em *beachrocks*
- De aragonita, que ocorre sob forma de cristais fibrosos em uma variedade de texturas, podendo ser encontrada em diversos tipos de rocha, incluído recifes, *beachrocks* e bancos oolíticos (Figura 3A).

❖ No ambiente vadoso meteórico, têm-se duas zonas:

De solução, onde o CO₂ proveniente da atmosfera e do solo contribui para dissolução, formando *vugs*, moldes e grãos alveolados, nas proximidades da zona do solo.

De precipitação, que se estabelece onde a água torna-se saturada em calcita e a evaporação ou a perda de CO₂ possibilitam a precipitação de calcita equante (cristais de calcita equigranulares, anédricos e subédricos), de granulometria fina, sob forma de cimentos pendulares ou meniscos (Figura 3B).

❖ No ambiente freático meteórico, observam-se três zonas:

- Zona de solução (ocorrência de lixiviação);
- Zona saturada ativa (recristalização de grãos acompanhada de extensa cimentação calcítica intergranular)
- Zona saturada estagnada (neomorfismo sem cimentação).

Crescimentos sintaxiais em fragmentos de equinodermas e cristais de calcita equante, cujos tamanhos aumentam no sentido do centro para os poros, ocorrem tipicamente na zona ativa freática meteórica (Figura 3C).

No ambiente de mistura de água meteórica e marinha, pode haver formação de dolomita, quando a água apresentar salinidade relativamente baixa ou calcita magnesiana se a água for relativamente salina.

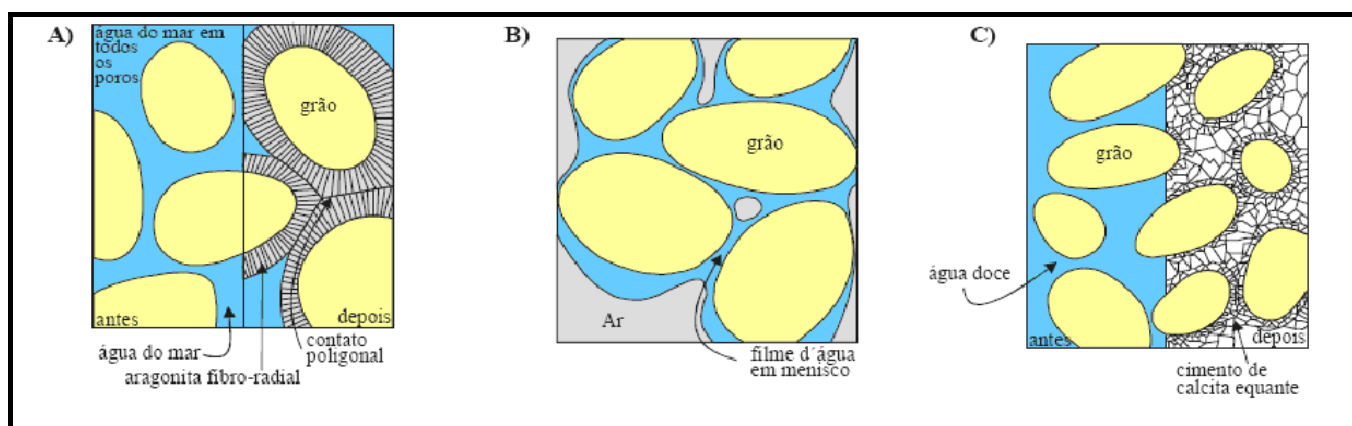


Fig. 3: (A) ambiente freático marinho; (B) ambiente vadoso de água doce; (C) ambiente freático de água doce (extraído e adaptado de Longman ,1980).

Além dos ambientes citados, Longman (1980), aponta três outros tipos de ambientes eodiagenéticos: vadoso marinho (onde ocorrem os *beachrocks*, os cimentos tendem a ser constituídos de aragonita fibrosa ou calcita magnesiana micrítica/fibrosa), salmouras em *sabkas* e marinho profundo.

De acordo com Longman (1980) os *beachrocks* ocorrem principalmente em ambientes vadoso marinho, e a maior parte da cimentação marinha ocorre muito próxima a interface sedimento/água.

2.3. Formação das Rochas de Praia “*beachrock*”

Segundo Hopley (1986), a formação dos *beachrock* pode ser explicada em três categorias:

- 1) Orgânica
- 2) Inorgânica, a partir de água doce
- 3) Inorgânica, a partir de água do mar.

❖ A primeira categoria, esta relacionada à ação microbiológica, decomposição de matéria orgânica e atividade algálica como principais processos apresentados. Tendo em vista a baixa quantidade de matéria orgânica encontrada nas áreas e a existência de algas somente na superfície dos *beachrocks*, o que não ocorre no seu interior. Milliman (1974) descarta esse mecanismo; entretanto, trabalhos mais recentes têm indicado a ação direta e indireta de organismos como processo mais comum, responsáveis pela precipitação de cimentos em *beachrocks* (Webb *et al.*, 1999; Neumeier, 1999).

❖ A segunda categoria, referente à precipitação inorgânica a partir de águas subterrâneas meteóricas, (Russel, 1959, 1962) sugere que a cimentação ocorra ao longo do nível freático, sob a forma de cutículas de calcita, as quais são seguidas, em um estágio posterior, por um cimento de origem desconhecida e coloração marrom. Porém

Stoddart & Cann (1965) criticam essa hipótese levando em consideração a existência de *beachrocks*, em áreas excessivamente áridas, isto é, sem água subterrânea doce (Mar Vermelho) e em ilhas muito pequenas para manter um nível da água permanente.

❖ A terceira categoria, referente à precipitação inorgânica a partir da água do mar, baseia-se no reconhecimento do cimento primário de aragonita em *beachrocks*, principalmente sobre formas de cristais aciculares ou fibrosos. Isto sugere que a precipitação ocorreria em profundidade rasa, após percolação ou em superfície, após evaporação e aquecimento da água do mar. Hanor (1978) propôs que a perda de CO₂ a partir de águas praias saturadas em carbonato seja o processo responsável pela precipitação dos cimentos em *beachrocks*.

2.4. Cimentação carbonática

Segundo Almeida (1991), a determinação de aspectos texturais básicos, identificação dos componentes detríticos, individualização de feições diagenéticas e reconhecimento das mesmas são realizados através do tingimento por técnicas padronizadas de identificação da mineralogia dos cimentos carbonáticos.

Os cimentos carbonáticos são compostos exclusivamente de calcita altamente magnesianas e ocorrem em sete morfologias principais (Figuras 4 a 10).

1) Cutícula criptocristalina

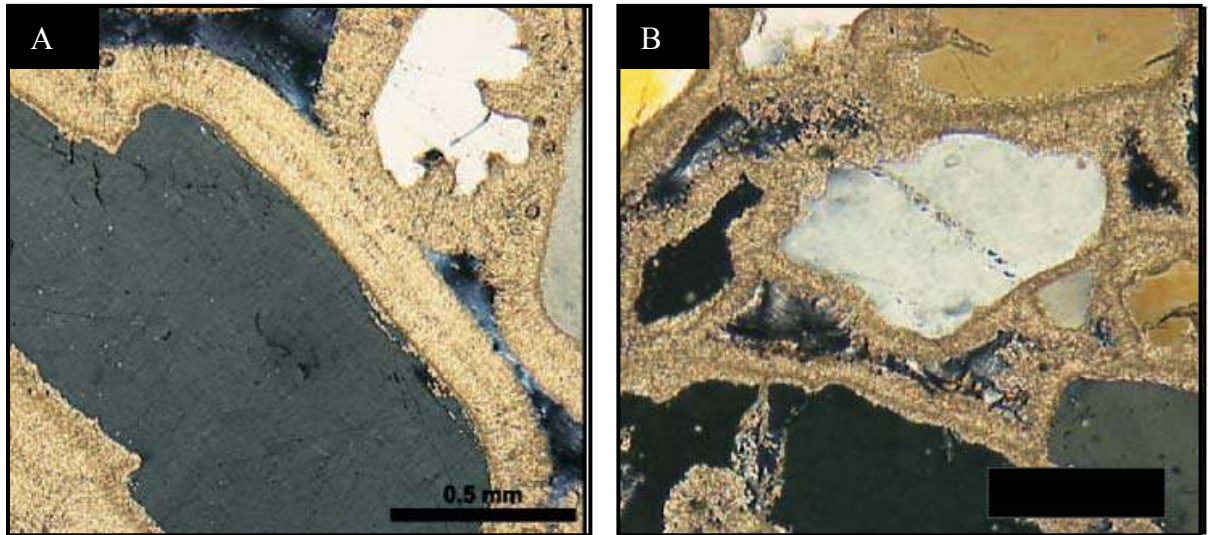


Fig.4 (A e B): Fotomicrografia de cimento carbonático composto por cutícula criptocristalina.
(Fonte: Almeida, 1991).

2) Franja prismática isópacas

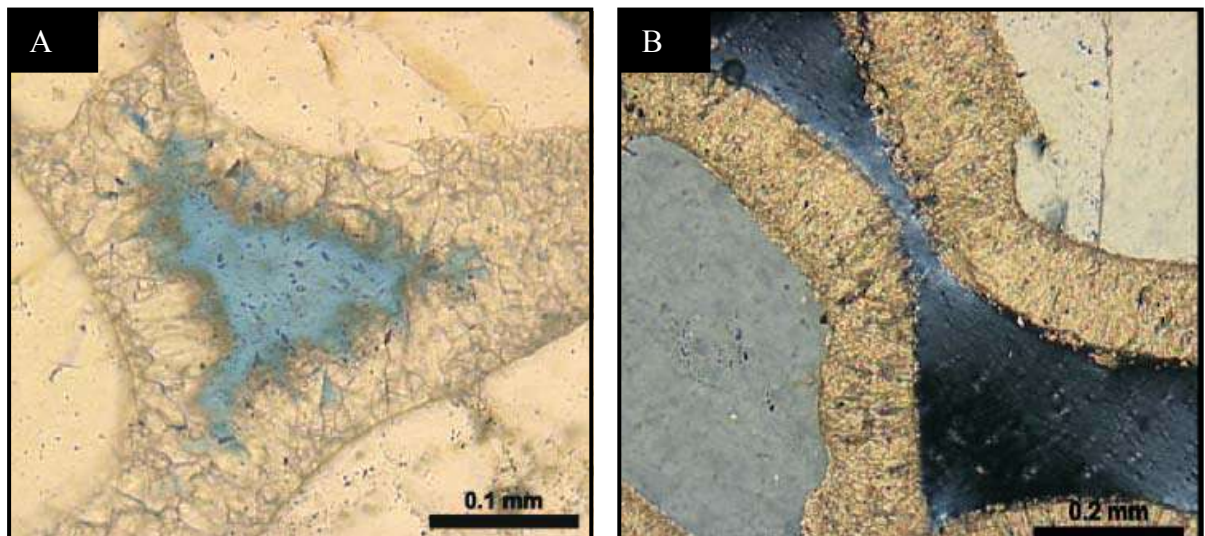


Fig. 5 (A e B): Fotomicrografia de cimento carbonático composto por franja prismática isópacas.
(Fonte: Almeida, 1991).

3) Espato equante

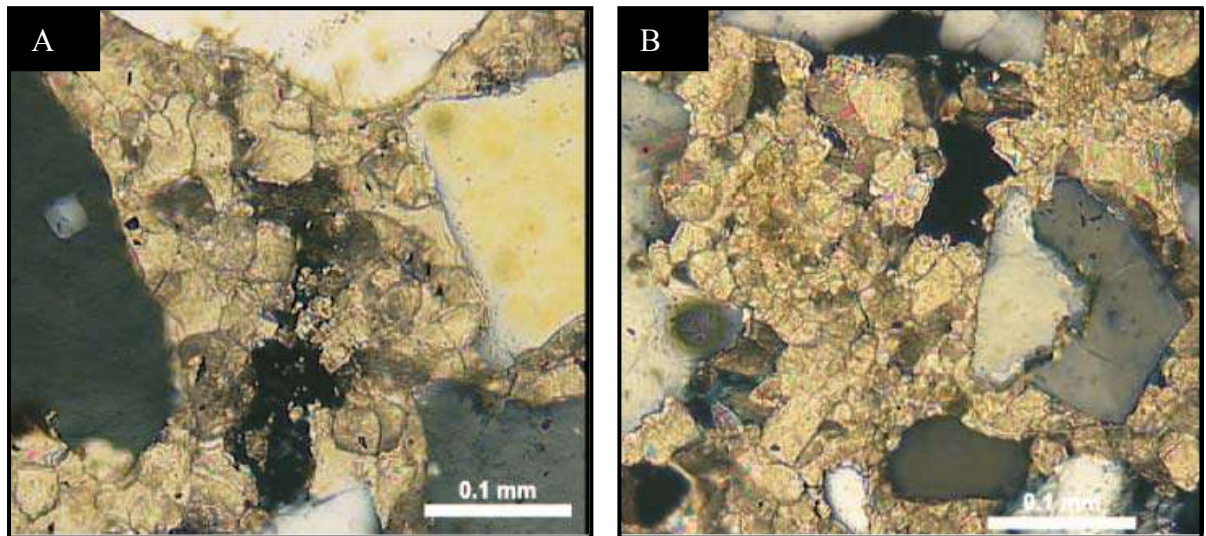


Fig. 6 (A e B): Fotomicrografia de cimento carbonático composto por espato equante.
(Fonte: Almeida, 1991).

4) Preenchimento de poros criptocristalinos ou micrítico

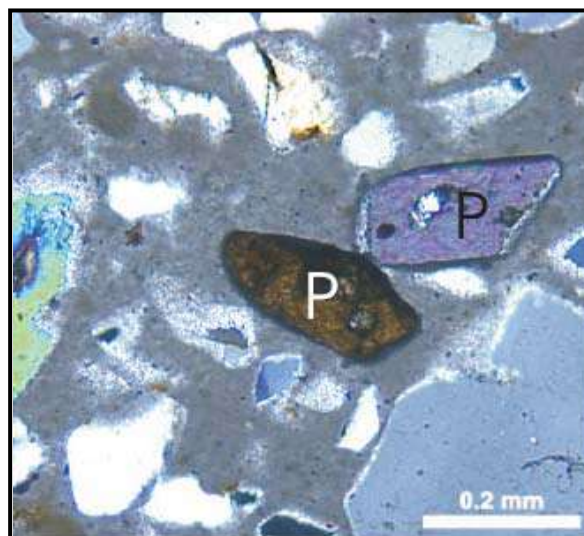


Fig. 7: Fotomicrografia de cimento carbonático composto por preenchimento de poros criptocristalinos ou micrítico (P). (Fonte: Almeida, 1991)

5) Agregados pseudo-peloidais

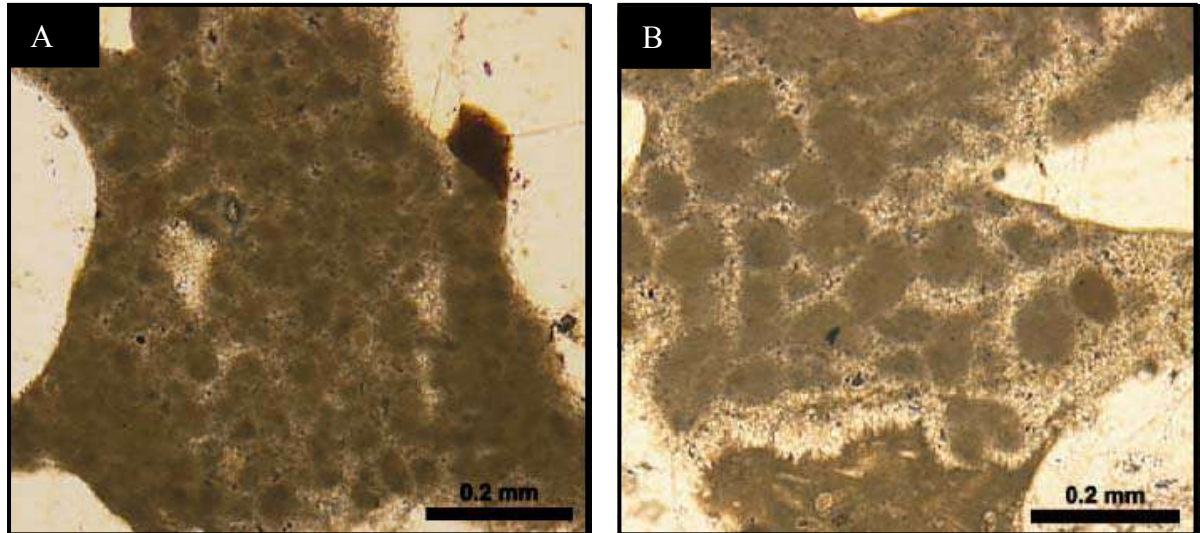


Fig. 8 (A e B): Fotomicrografia de cimento carbonático composto por agregados pseudo-peloidal.
(Fonte: Almeida, 1991).

6) Agregados radiais

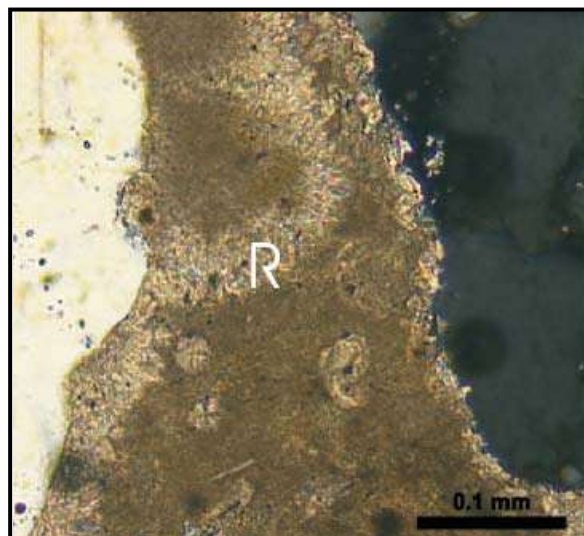


Fig. 9: Fotomicrografia de cimento carbonático composto por agregados radiais (R)
(Fonte: Almeida, 1991).

7) Agregados isolados e desorientados de cristais escalenoédricos

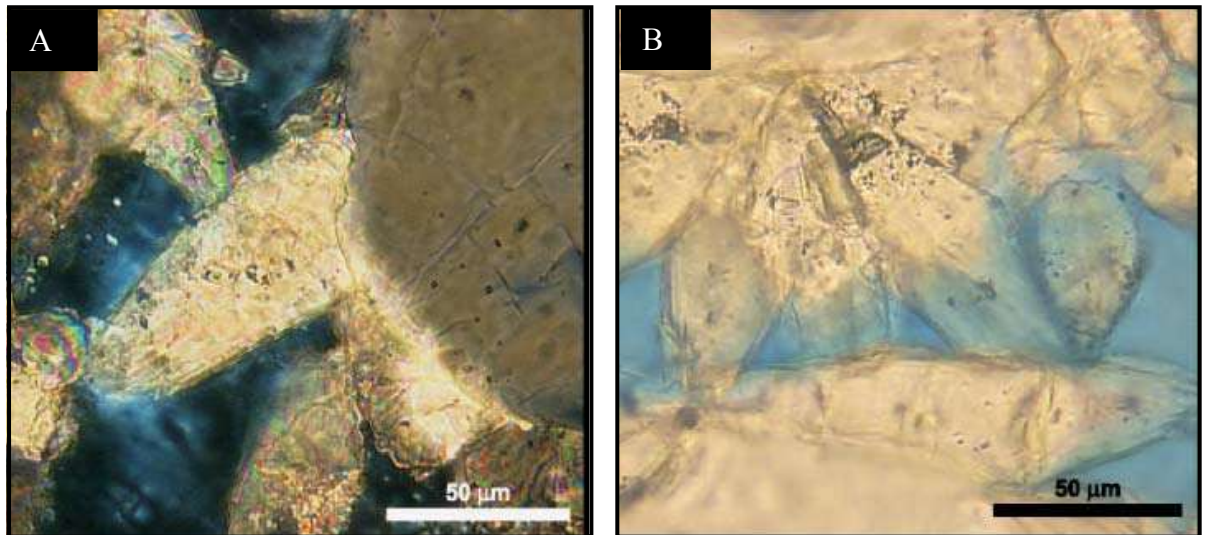


Fig. 10: Fotos microscópica de cimento carbonático composto por agregados isolados e desorientados de cristais escalenoédricos. (Fonte: Almeida, 1991).

Outras feições diagenéticas incluem:

- 1) Sedimentos infiltrados margosos híbridos
- 2) Micrita infiltrada
- 3) Argilominerais autigênicos esmectíticos
- 4) Preenchimento de poros de calcedônias
- 5) Sedimento interno de silte vadoso
- 6) Filme orgânico

5.4. Sucessão geral de fases diagenéticas

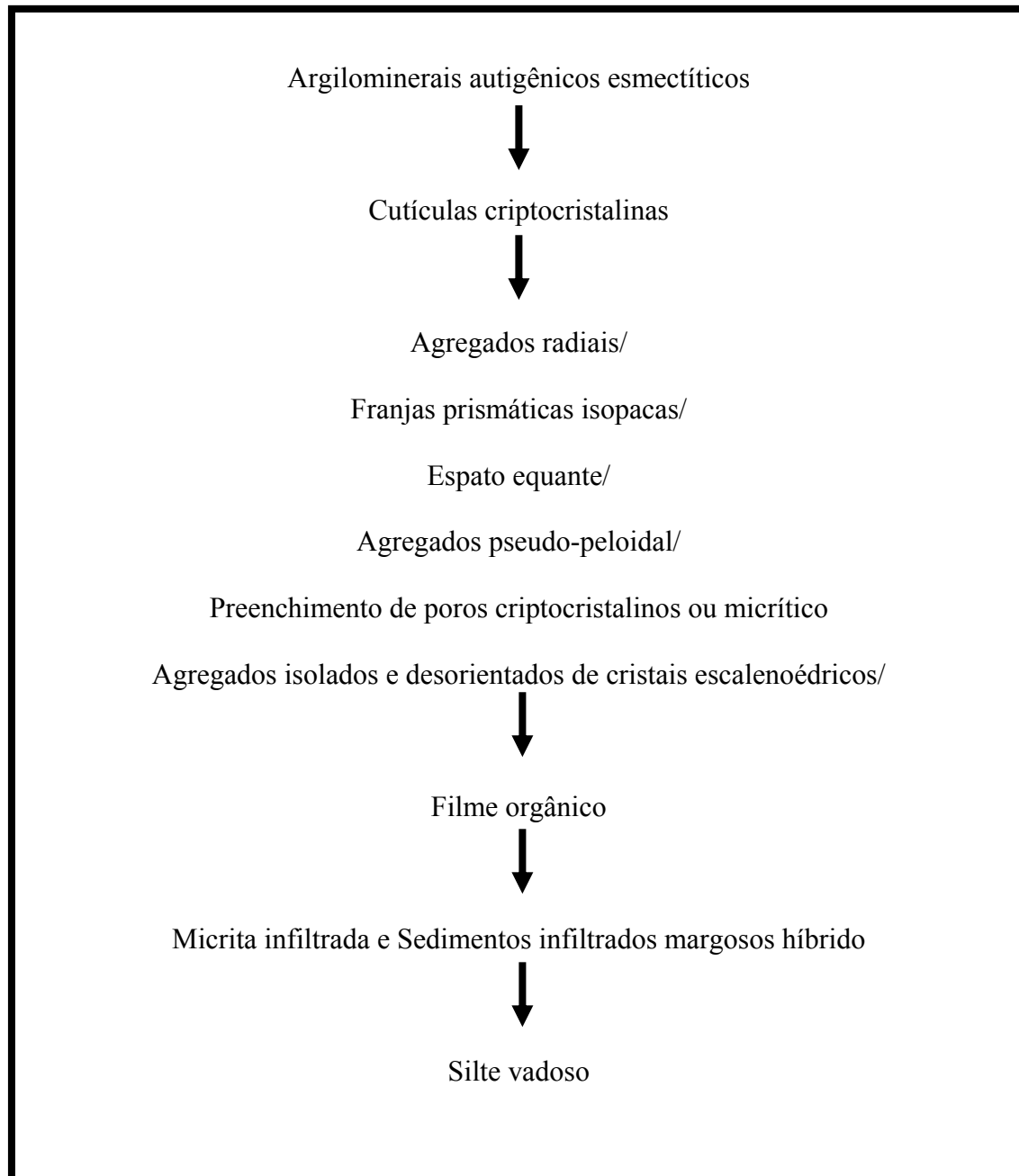


Tabela 1: Sucessão geral de fases diagenéticas propostas para o *beachrock* estudado. (Fonte: Modificado de Almeida, 1991)

3. DIAGNOSTICO AMBIENTAL

3.1. Geologia

3.1.1. Geologia Regional

Segundo Sichel *et al.*,(2005), a Ilha de Cabo Frio é a representação em superfície do magmatismo alcalino de idade variando entre 59 e 52 milhões de anos que ocorreu no Sudeste brasileiro. Este magmatismo de idade mesozóica-cenozóica é representado por uma série de intrusões alcalinas, que englobam os maciços de Poços de Caldas, Passa Quatro, Itatiaia, Morro Redondo, Tinguá, Tanguá, Rio Bonito, Itaúna, Mendanha, Soarinho e Morro de São João.

De acordo com o trabalho realizado por Sichel *et al.*,(2005), a Ilha do Cabo Frio é considerada de grande importância por ser a primeira expressão alcalina emersa da Zona de Fratura de Martins Vaz. Este lineamento tem sua continuidade submersa, representada por montes submarinos Almirante Saldanha e São Tomé. Essa zona de fratura separa estruturalmente as Bacias de Campos e Santos, sendo denominada de Alto de Cabo Frio.

Segundo Cordani & Blazekovic (1970), o vulcanismo do Alto de Cabo Frio é representado por edifícios vulcânicos que ocorrem na borda do continente Sul - Americano e na plataforma continental do Sudeste do Brasil de idade entre 55 e 45 Ma (Eoceno Inferior), quando o *hot spot* teria atingido a margem leste continental.

Para Almeida *et al.*,(1996), as intrusões ígneas alinhadas na direção leste-oeste, constituem o Alinhamento de Rochas Alcalinas Poços de Caldas-Cabo Frio, que compreende uma seqüência de eventos vulcânicos localizados, essencialmente representados por rochas alcalinas que formam *stocks*, *plugs*, possíveis chaminés, diques e excepcionalmente derrames e piroclásticas. Essas rochas apresentam idades variando do Cretáceo Superior ao Eoceno e se alinham numa direção WNW-ESE, no Estado do Rio de Janeiro, e cortam, de forma oblíqua, a direção preferencial das estruturas tectônicas da Faixa Orogênica Ribeira, de idade pré-cambriana a cambriana.

Estes corpos magmáticos foram caracterizados como sendo gerados a partir da movimentação da placa litosférica Sul-Americana através de um *hot spot* situado possivelmente na astenosfera, durante a fase de separação entre as placas tectônicas da América do Sul e da África (Almeida *et al.*,1996).

As intrusões alcalinas variam nas suas idades em um intervalo de 93-52 Ma, decrescendo de W para E, ou seja, de Poços de Caldas para Cabo Frio. A intrusão da Ilha do Cabo Frio é a manifestação mais jovem do magmatismo alcalino no continente, ocorrendo num intervalo entre 52.1-59.1 Ma (Almeida *et al.*,1996).

3.1.2. Geologia Local

As rochas encaixantes, nas quais o Complexo de Cabo Frio está intrudido são metamórficas, principalmente ortognaisses e migmatitos, com idade em torno de 1800 Ma (Zimbres *et al.*; 1990).

O embasamento metamórfico e os diques máficos são cortados por corpos tabulares de rochas alcalinas félsicas e máficas intrusivos no início do Cenozóico (Motoki & Sichel (2008).

A intrusão alcalina da Ilha de Cabo Frio é constituída por nefelina sienito e álcali sienito, onde é interpretado que o corpo sienítico é estendido até o Pontal de Atalaia. Segundo Motoki & Sichel (2008), esta rocha sienítica do Pontal é formadora de um dique com largura em torno de 10 m intrusivo no ortognaisse enquanto que a parte sudoeste da Ilha de Cabo Frio é composta de ortognaisse do embasamento metamórfico. Sendo assim, o corpo sienítico tem distribuição menor do que a estimativa anterior, encontrando-se em uma área alongada em NE-SW com extensão de 3.3 km x 1.8 km. Entre essa intrusão ígnea e os gnaisses do embasamento ocorrem brechas de contato que constituem um conduto subvulcânico. As exposições atuais correspondem à estrutura subvulcânica de 3 km de profundidade, correspondendo ao nível da base de uma câmara magmática (Motoki & Sichel; 2008).

Almeida (1991) refere-se a essas rochas alcalinas como sendo predominantemente félsicas e representadas principalmente por nefelina sienito, pulaskito, foiaíto, fonólito, tinguaió e traquito.

Com relação às rochas de praia, Almeida (1991) considerou os *beachrocks* estudados em diversos lugares do mundo, de um modo geral esse tipo de depósito apresenta algumas características gerais, são elas: A composição do arcabouço que apesar de ser variada, geralmente são idênticas aos materiais de praia sobrejacente ou adjacente (Hopley, 1986), podendo encontrar-se desde material 100% vulcânico (Tietz & Muller, 1971) a grão inteiramente carbonáticos (Kindler & Bain, 1993), assim como quartzo mais fragmentos de rochas (Chaves & Sial, 1998);

Em contraste com a cimentação lenta de muitos ambientes diagenéticos, a formação das rochas de praia é excepcionalmente rápida, ocorrida em algumas dezenas de anos (Holail & Rashed, 1992), fato esse evidenciado pela ocorrência de inúmeros objetos modernos cimentados nestas rochas.

Cooper (1991), afirma que o impacto direto que as rochas de praia promovem na evolução costeira são: Redução do volume de sedimentos litorâneos; Mudança na morfologia costeira; Transformação de uma linha de costa arenosa em outra subjacente ao *beachrock*. Como impacto positivo ressalta-se a importância das rochas de praia na proteção das áreas costeiras contra a ação de ondas de tempestades (swell); Potencial preservação da fácies próximas à linha de costa devido à cimentação precoce dos sedimentos de praia.

Com relação ao campo de dunas da ilha do Cabo Frio - praia do Farol, este se caracteriza por um sistema deposicional oblíquo, formados por dunas móveis, sujeitas ao retrabalhamento eólico e por dunas cobertas por vegetação. Desenvolveram-se em condições de nível do mar abaixo do atual. Esses depósitos estão presentes em

praticamente toda a extensão da praia. Caracterizam-se por areia de granulometria fina a média. A atividade eólica ao longo do Holoceno provocou o soterramento de sítios de sambaquis e de rochas de praia emersas.

3.2. Geomorfologia da área

A linha de costa que se estende por toda a costa de Arraial do Cabo caracteriza-se por extensas planícies costeiras e campos de dunas da restinga da Massambaba e da planície arenosa de Cabo Frio e por pequenos morrotes isolados de Arraial do Cabo, com altitudes inferiores a 200m. Apresenta-se numa disposição alongada de direção SW-NE, atingindo altitudes superiores a 400m (Morro do Farol – 407m) (CPRM, 2001)

A Ilha do Cabo Frio se divide em duas áreas distintas. A primeira área que se localiza a nordeste da ilha apresenta uma série de picos com altitude em torno de aproximadamente 390 m, onde se encontra o antigo farol e um dos depósitos de sambaquis localizados na ilha. Na segunda, a sudoeste da Ilha, as altitudes são relativamente menores, chegando ao máximo a 260 m. É nessa segunda área que se localiza o ambiente praial arenoso, limitado por *beachrocks*, por um campo de dunas escalonares e identifica-se a fenda de Nossa Senhora formada pela erosão de um dique fonolítico. É possível que em uma condição de nível do mar mais alto, essa feição estrutural possa formar um novo canal entre a enseada e o mar aberto.

Segundo Silva (1985) entre o pontal do Atalaia e a Ilha de Cabo Frio registra-se a presença de um estreito de 30 m de largura com aproximadamente 40 m de profundidade denominado canal do Boqueirão. A batimetria da enseada entre o continente e a Ilha do

Cabo Frio é caracterizada por isobatas suaves com profundidade média de 10 metros. No centro da enseada verifica-se a ocorrência de um banco arenoso (*sand bar*) alongado entre as profundidades de - 1,0 m a - 2,0 m. Provavelmente essa feição morfológica submarina seja uma das fontes de sedimento para o desenvolvimento do campo de dunas (Silva & Castro, 2009). A Figura 11 juntamente com a Tabela 2 mostra os compartimentos geomorfológicos da Ilha do Cabo Frio e proximidades.



Fig. 11: Mapa geomorfológico da região do Cabo Frio – Rio de Janeiro. (Fonte: www.cprm.gov.br, Programa Levantamentos Geológicos Básico do Brasil;)

Legenda: sistema de relevo

RELEVOS DE AGRADAÇÃO	
111	CONTINENTAIS Planícies Aluviais (Planícies de Inundação, Terraços Fluviais e Leques Alúvio-Coluviais) Superfícies subhorizontais, com gradientes extremamente suaves e convergentes em direção aos canais-tronco.
121	LITORÂNEOS Planícies Costeiras (Terrenos Arenosos de Terraços Marinhos, Cordões Arenosos e Campos de Dunas) Superfícies subhorizontais, com microrelevo ondulado de amplitudes topográficas inferiores a 20m, geradas por processos de sedimentação marinha e/ou eólica. Terrenos bem drenados com padrão de drenagem paralelo, acompanhando as depressões intercordões.
124	Planícies Flúvio-Lagunares (Terrenos Argilosos Orgânicos de Paleolagunas Colmatadas). Superfícies planas, de interface com os Sistemas Depositionais Continentais e Lagunares. Terrenos muito mal drenados com lençol freático subaflorante.
RELEVOS DE DEGRADAÇÃO ENTREMEDIADOS NA BAIXADA	
221	Colinas Isoladas Formas de relevo residuais, com vertentes convexas e topos arredondados ou alongados, com sedimentação de colúvios, remanescentes do afogamento generalizado do relevo produzido pela sedimentação flúvio-marinha que caracteriza as baixadas litorâneas. Densidade de drenagem muito baixa com padrão de drenagem dendrítico e drenagem imperfeita nos fundos de vales afogados. Predomínio de amplitudes topográficas inferiores a 100m e gradientes suaves.
RELEVOS DE DEGRADAÇÃO EM PLANALTOS DISSECADOS OU SUPERFÍCIES APLAINADAS	
231	Domínio Suave Colinoso. Relevo de colinas muito pouco dissecadas, com vertentes convexas e topos arredondados ou alongados, com expressiva sedimentação de colúvios e alúvios. Ocorrência subordinada de morrotes alinhados. Densidade de drenagem baixa a média com padrão de drenagem variável, de dendrítico a treliça ou retangular. Predomínio de amplitudes topográficas inferiores a 50m e gradientes muito suaves.
233	Domínio de Colinas Dissecadas, Morrotes e Morros Baixos. Relevo de colinas dissecadas, com vertentes convexo-côncavas e topos arredondados e/ou alongados e de morrotes e morros dissecados, com vertentes retilíneas e côncavas e topos aguçados ou alinhados, com sedimentação de colúvios e alúvios. Densidade de drenagem média a alta com padrão de drenagem variável, de dendrítico a treliça ou retangular. Predomínio de amplitudes topográficas entre 100 e 200m e gradientes suaves a médios.
235	Alinhamentos Serranos e Degraus Estruturais. Relevo de patamares litoestruturais, com vertentes predominantemente retilíneas a côncavas e escarpadas e topos de cristas alinhadas, aguçados ou levemente arredondados, que se destacam topograficamente do domínio colinoso. Densidade de drenagem alta com padrão de drenagem variável, de paralelo a dendrítico. Predomínio de amplitudes topográficas entre 300 e 700m e gradientes médios a elevados, com ocorrência de colúvios e depósitos de tálus, solos rasos e afloramentos de rocha.
RELEVOS DE DEGRADAÇÃO SUSTENTADOS POR LITOLOGIAS ESPECÍFICAS	
241	Madiços Intrusivos Alcalinos Relevos dômicos sustentados por Madiços Alcalinos, com vertentes predominantemente retilíneas a côncavas, escarpadas, com topos arredondados, por vezes preservando uma borda circular (cratera vulcânica erodida). Densidade de drenagem alta com padrão de drenagem radial ou anelar. Predomínio de amplitudes topográficas superiores a 500m e gradientes elevados a muito elevados, com sedimentação de colúvios e depósitos de tálus e solos rasos.

Tabela 2: Legenda do mapa geomorfológico na região do Cabo Frio – Rio de Janeiro.
 (Fonte: www.cprm.gov.br, Programa Levantamentos Geológicos Básico do Brasil;)

3.3. Aspectos Climáticos

3.3.1. Clima de Ventos

Segundo o trabalho realizado por Nimer (1989), levando em consideração as cartas sinóticas no período de outubro a março de 1950, dezembro de 1966 e janeiro de 1967 mostrou relações entre a orientação das frentes polares e as direções dos ventos ocorridos. Identificou-se também que as frentes polares atingiram a região Sudeste brasileira, geralmente, com orientação NW-SE, e secundariamente W-E. Conseqüentemente, a chegada de frentes frias com tais orientações origina ventos nas respectivas direções SE – SW.

O Atlas do Potencial Eólico Nacional (ELETROBRAS, 1988 *apud* Ambiental, 2002) identificou a região de Cabo Frio como sendo a área de maior potencial eólico do Estado do Rio de Janeiro, que é em torno de 89 Wh/m^2 , apresentando o menor índice de calmarias (24,11%). Com relação à velocidade média do vento na região sudeste do país, a região de Cabo Frio apresenta os maiores valores, devido a sua distancia com relação a Serra do Mar nesse trecho da costa, o que permite uma atuação mais efetiva dos ventos NE que chegam à costa proveniente do anticiclone tropical atlântico. Outro fato importante é que a posição latitudinal, os avanços e passagens das frentes frias provocam ventos muito fortes, seja nas situações pré-frontais ou na atuação de massas polares.

Batista (2009) caracteriza a área de estudo com sendo um sistema que integra predominância do anticiclone tropical atlântico, gerador de ventos de direção nordeste na maior parte do ano, e o avanço de sistemas frontais oriundos do anticiclone subtropical atlântico.

Na Ilha do Cabo Frio observa-se a ocorrência do fenômeno da ressurgência, que é uma consequência da circulação atmosférica. Os ventos de nordeste deslocam a camada superficial dos oceanos, fazendo com que águas geladas se elevem à superfície. A presença de águas geladas na superfície do oceano Atlântico na região remete a ocorrência de clima-semi-árido (Laslandes *et al.*, 2006).

3.3.2. Índice Pluviométrico

De acordo com Nimer (1989), no Sudeste do Brasil as precipitações estão diretamente relacionadas à atuação dos anticiclones semi-fixos de origem sub-polar, cujas características e estruturas são modificadas quando em contato com massas de ar tropical. Essa por sua vez quando se apresentam quentes e com elevada umidade específica, adquirem suas características durante o deslocamento desses sistemas e determinam os níveis de precipitações pluviométricas nas situações pré-frontais, frontais e pós-frontais.

Acredita-se então que as precipitações que ocorrem no trecho da costa onde se situa a cidade de Cabo Frio são resultantes do encontro entre as massas tropicais do anticiclone semi-fixo do Atlântico Sul e polar do anticiclone semi-fixo polar. O posicionamento dessa região localiza-se sob a principal trajetória das correntes perturbadas de sul, condição esta que assegura ao longo de todo o ano a ocorrência de chuvas. Contudo, a distribuição da pluviosidade é determinada por dois fatores: a orografia e o mecanismo dinâmico da atmosfera (Nimer, 1989).

A orografia caracteriza-se pela presença das serras do Mar e da Mantiqueira, dispostas paralelamente e com orientação WSW-ENE representando assim, barreiras naturais que se opõem frontalmente à direção dos ventos oriundos das correntes perturbadas. Essas barreiras estão diretamente relacionadas ao aumento de precipitação sendo a Serra do Mar a principal responsável pelas precipitações ocorridas ao longo da baixada litorânea do Estado do Rio de Janeiro (Nimer, 1989).

A dinâmica atmosférica, no estado do Rio de Janeiro foi dividida em três setores (essa divisão foi proposta por Nimer, 1989) – nordeste, intermediário e sudoeste – com base nas alturas de precipitações ocorridas na estação do verão do decênio 1950/1960. O setor nordeste, que compreende o sul capixaba e o norte fluminense, onde se inclui a Região dos Lagos, apresentou uma menor frequência na atuação de massas de ar e frentes polares durante esse período em relação aos demais setores, onde foi verificada uma maior precipitação de massa tropical e, conseqüentemente, menor possibilidade de ocorrência de precipitações pluviométricas na região de Cabo Frio.

A precipitação pluviométrica no estado do Rio de Janeiro tende a aumentar, principalmente na fachada atlântica da serra do Mar no sul do estado devido ao avanço das frentes polares opostas à disposição das serras, à formação de linhas de instabilidade tropical e aumento de altitude, diminuindo à medida que os lineamentos das serras se afastam da linha da costa (Ambiental, 2002).

Segundo Nimer (1989), o “semestre do verão” concentra a maior quantidade de precipitação, sendo que durante o inverno a pluviosidade é insignificante.

Os municípios de Cabo Frio, Arraial do Cabo, Saquarema, Araruama e São Pedro da Aldeia, durante o verão concentram cerca de 70 a 80% da pluviosidade anual, quando o acúmulo destas precipitações alcança totais superiores aos alcançados nos outros seis meses do ano. A precipitação diminui à medida que avança em direção ao mar devido ao efeito da maritimidade. Logo, a grande concentração pluviométrica nesse semestre se associa mais à sua abundância (chuvas concentradas) que à sua frequência (Ambiental, 2002).

Barbiéri (1984) afirma que há dificuldade na caracterização de um regime pluviométrico padronizado para a área de Cabo Frio, por não haver dentro dos períodos de verão e inverno meses característicos de chuva ou estiagem, isto é, há uma mobilidade desses meses ao longo do período. Desta forma, o comportamento do regime pluviométrico apresenta uma diversificação quantitativa devido a fatores locais, apesar da existência de uma semelhança de ritmo, tais como chuvas concentradas no verão e secas no inverno.

3.3.3 Clima de ondas

Segundo Barbosa (2003), as anomalias de temperatura negativa da superfície do mar causadas pelo direcionamento dos ventos na ressurgência costeira estão presentes na plataforma continental sudeste brasileiro, especialmente durante o verão. Quando os ventos de nordeste persistem por vários dias, uma forte ressurgência pode ocorrer com a queda da temperatura da superfície do mar a 15°C (ou menos) próximo da costa de Cabo Frio. Estas temperaturas estão em torno de 10°C mais frias que aquelas das águas médias ou externas da plataforma. As camadas de superfície da região de quebra da plataforma

estão geralmente ocupadas pelas águas da Corrente do Brasil, com altas temperaturas e salinidade. As temperaturas da corrente do Brasil podem alcançar de 25°C a 27°C durante o verão e de 22°C a 24°C durante o inverno.

Segundo Fonseca (2009), a ocorrência da subida de águas fria oriundas das correntes das Malvinas nessa região é o resultado de três fatores principais:

- a mudança brusca de orientação da costa, de norte-sul para leste-oeste;
- o deslocamento sazonal do eixo da Corrente do Brasil, que é desviado ao largo no verão;
- o regime de ventos da região de Cabo Frio.

Como mostrou Barbosa (2003), a subida de águas frias se processa no verão, onde as águas superficiais quentes da Corrente do Brasil, que margeiam a costa em direção ao sul, são desviadas para leste. As águas quentes de superfície são levadas para o largo, provocando assim uma subida das águas profundas mais frias e mais densas do talude sobre a plataforma continental. Este bombeamento vertical por sua vez provoca um gradiente de pressão zonal associado a uma corrente geostrófica, ao longo da costa.

A ressurgência é de grande importância para a configuração climática de uma região. Na região de Arraial do Cabo o aumento da ressurgência, gera uma diminuição da precipitação e, conseqüentemente, um aumento na aridez climática, evaporação e salinidade das lagoas. Porém quando há o enfraquecimento da mesma, ocorre um efeito oposto (Ambiental, 2002).

3.3.4. Marés

A região de Cabo Frio está inserida no compartimento do litoral brasileiro dominado por micromarés. As amplitudes de maré neste trecho de litoral são menores que 2,0 metros. Os registros geológicos e geomorfológicos deste tipo de maré são ilhas barreiras bem alongadas, na ordem de 100 km de extensão, devido a maior dominância do transporte sedimentar longitudinal induzido por ataque oblíquo de ondas (Villwock *et al.*, 2006).

Segundo a Estação Maregráfica de Búzios, o regime da maré na região em estudo é do tipo semidiurna, atingindo nível médio de 66 cm. As preamares inferiores e superiores têm médias respectivamente de 1,13m e 1,21m; enquanto as baixa-mares inferiores e superiores têm para os mesmos valores de 0,06 m e 0,025 m em relação ao nível de redução de 0,67m (Ambiental, 2002).

4. MATERIAIS E MÉTODOS

Neste capítulo serão abordadas as diferentes etapas (pré-campo, campo e etapa de laboratório) envolvidas na elaboração da presente monografia, bem como os principais métodos de trabalho.

4.1. Etapa pré-campo

Consistiu primeiramente no estudo bibliográfico das rochas de praia (*beachrocks*), levando em consideração seu processo de formação e suas principais características. Outro estudo importante foi à análise do mapa topográfico da área, juntamente com a geologia regional da mesma.

4.2. Etapa campo

4.2.1. Identificação das áreas de coleta

Foi realizada a identificação das áreas de localização dos diferentes níveis de *beachrocks*, das dunas e dos sambaquis presentes na Ilha, a partir do uso de um GPS *Garmin Etrex*, utilizando o datum. WGS 84. Esses pontos foram projetados em uma imagem do satélite Geo EYE de 23/02/2010, extraída do Google Earth.

Através do uso de uma câmera digital foram feitas fotos, para a visualização das áreas onde foi executada a coleta das amostras. A Figura 12 mostra a localização de todos os pontos de coleta de amostras; a Figura 13 aponta para os pontos onde foram identificados e coletados os diferentes níveis de rochas de praia; a Figura 14 indica a localização de coleta dos sedimentos inconsolidados.

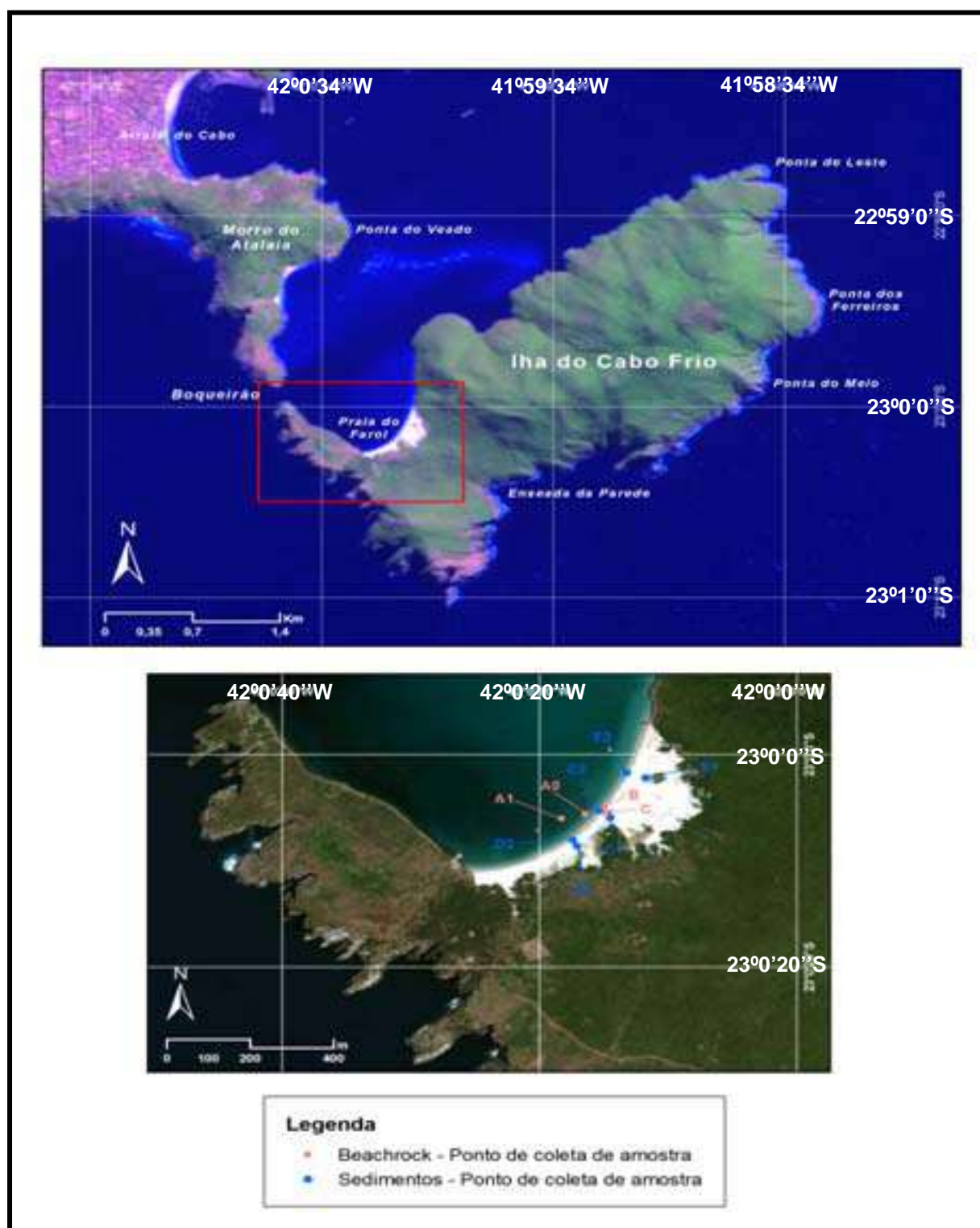


Fig. 12: Localização de todos os materiais coletados na praia do Farol, Ilha do Cabo Frio – Arraial do Cabo, Rio de Janeiro. (Fonte da imagem: GeoEYE de 23/02/2010, extraída do Google Earth).

❖ Localização dos níveis de *beachrocks*



Fig. 13: Localização dos níveis de *beachrocks* da Ilha do Cabo Frio, Arraial do Cabo, Rio de Janeiro (Fonte da imagem: GeoEYE de 23/02/2010, extraída do Google Earth).

❖ **Localização dos pontos de coletas dos sedimentos**



Fig. 14: Localização dos pontos de coleta de sedimento na Ilha do Cabo Frio, Arraial do Cabo - Estado do Rio de Janeiro. (Fonte da imagem: GeoEYE de 23/02/2010, extraída do *Google Earth*)

4.2.2. Coleta de amostras

Foram coletadas 12 amostras, sendo 4 de rochas de praia (*beachrocks*), 2 de rochas alcalinas (nefelina sienito e gabro), 3 de areias de praia e 3 de sedimentos eólicos que constituem as dunas oblíquas escalonares da Ilha do Cabo Frio. A coleta dos sedimentos inconsolidados foi feita com o uso de uma cavadeira boca de lobo e foram retirados aproximadamente 800 gramas desse sedimento (Figura 15).

As amostras foram coletadas com o intuito de confeccionar lâminas petrográficas. A amostragem levou em consideração a representatividade do fragmento coletado e o grau de intemperismo. As lâminas petrográficas foram confeccionadas no Laboratório de Laminação do Museu Nacional (LLMN) a partir das amostras coletadas em trabalhos de campo durante a fase de mapeamento geológico.

Foi necessária a realização de mergulho autônomo para a coleta de amostras submersas além do uso de um ecobatímetro portátil com o objetivo de identificar a profundidade dos afloramentos de rocha de praia (*beachrock*) submersos (Realizado por Fábio Belchior).

A coleta de material inconsolidado que constituem as praias e as dunas foi armazenada e levada ao laboratório. Cada amostra coletada contém aproximadamente 800 gramas.



Fig. 15 (A, B, C): Coleta de sedimento na praia do Farol, Arraial do Cabo. (A) retirada dos sedimentos superficiais; (B) início da coleta de amostras; (C) finalização da coleta de amostras.

4.3. Etapa de Laboratório

Nesta fase foram feitas análises petrográficas em microscópio petrográfico *Carl Zeiss® Axioskop 40*, onde se identificou a mineralogia essencial (acessória e secundária) e os diferentes tipos de bioclastos presentes nas lâminas, além das análises granulométricas.

Para confecção do mapa batimétrico, utilizaram-se como referências os pontos e linhas de profundidades conhecidas da Folha de Bordo (Digitalizados por Luis Felipe Dias do Laboratório de Geologia Costeira, Sedimentologia e Meio Ambiente do Museu Nacional – UFRJ).

A fase final do trabalho envolveu a elaboração da presente monografia e a organização das referências bibliográficas de acordo com as com as normas da Revista Brasileira de Geociências.

4.3.1. Análise Petrográfica

Consistiu na análise das lâminas dos quatro diferentes níveis de *beachrocks*, sendo dois níveis emersos e dois submersos e de duas amostras das principais rochas da ilha, sendo identificadas como um nefelina sienito e um gabro.

4.3.2. Análise granulométrica

Foram executadas no Laboratório de Geologia Costeira, Sedimentologia e Meio Ambiente do Departamento de Geologia e Paleontologia (Museu Nacional/UFRJ), os seguintes procedimentos:

Foram efetuados três perfis de praia, onde se coletou 2 amostras por perfil (duna e zona de arrebenção), totalizando 6 amostras de sedimento litorâneo por campanha.

O material foi quarteado, lavado com água destilada para a retirada de sais, secada em estufa e peneirada em vibrador por 15 minutos. Nesta análise o material carbonático não foi retirado em função de sua importância para a composição do material presente em praias localizadas nos trópicos (Komar, 1976).

Seguindo a metodologia proposta por Suguio (1973) optou-se pelo uso do método de momentos, que através de cálculos matemáticos, gerou uma curva e então, podem-se obter as seguintes características dos sedimentos coletados:

- Media (M) - corresponde a granulometria média da amostra

$$M = \bar{y}_{\phi} = \sum f_m/n$$

- Desvio padrão (σ) - corresponde ao grau de seleção dos sedimentos

$$\sigma_{\phi} = [\sum f(m - \bar{x}_{\phi})^2/100]^{1/2}$$

- Grau de assimetria da curva (Sk_{ϕ}) - indicado pelo afastamento do diâmetro médio da mediana

$$Sk_{\phi} = \sum f(m - \bar{x}_{\phi})^3/100\sigma_{\phi}^3$$

- Curtose (grau de agudez do pico da curva) - indica a razão de espalhamento médio das caudas da distribuição em relação ao desvio padrão

$$K_{\phi} = \sum f(m - \bar{x}_{\phi})^4/100\sigma_{\phi}^4$$

Onde: **f** é o peso em porcentagem de cada diâmetro granulométrico.

m é o ponto médio de cada classe de tamanho de grão em valores de ϕ .

n é o numero total de amostras.

5. RESULTADOS E DISCUSSÕES

5.1 Aspectos morfométricos e petrográficos

5.1.1 Rocha de Praia “C” Emersa

O primeiro nível de rocha de praia. Encontra-se a aproximadamente 1,5m acima do nível do mar atual. Nesse trabalho foi denominado de *beachrock* C. A parte aflorante apresenta uma largura de 4,60 m, comprimento 9 m espessura de 90 cm (figuras 16 e 17).



Fig. 16: *Beachrock* C da ilha do Cabo Frio, ao fundo a presença do campo de dunas cobertas por vegetação.



Fig. 17: *Beachrock C* da ilha do Cabo Frio.

❖ Composição mineralógica

Sua composição é predominantemente de bioclástica: fragmento de bivalvíos (20,23%) e rodophytas (68,05%) bastante arredondados (figuras 18 e 19) e de cristaloclastos: feldspatos (3,81%), quartzo (6,74%) e biotita (1,17%), esta última bastante alterada.

Os feldspatos são em sua maioria subédricos com bordas alteradas pelo cimento de calcita. Foram encontrados: plagioclásio (1,2%), microclina (0,6%) e ortoclásio pertítico (0,8%) (figuras 20).

Os tipos de cristais de quartzo encontrados foram: quartzo monocristalino de extinção normal (3,6%), quartzo monocristalino de extinção ondulante (0,4%), quartzo policristalino com 2 ou 3 subgrãos (0,2%) e quartzo policristalinos com mais de 3 subgrãos (0,4%). Apresentam grau de arredondamento variando entre subanguloso a subarredondado e são bem selecionados (figuras 21).

A amostra apresenta porosidade visual moderada (14,4%) e 17,6% de cimento.

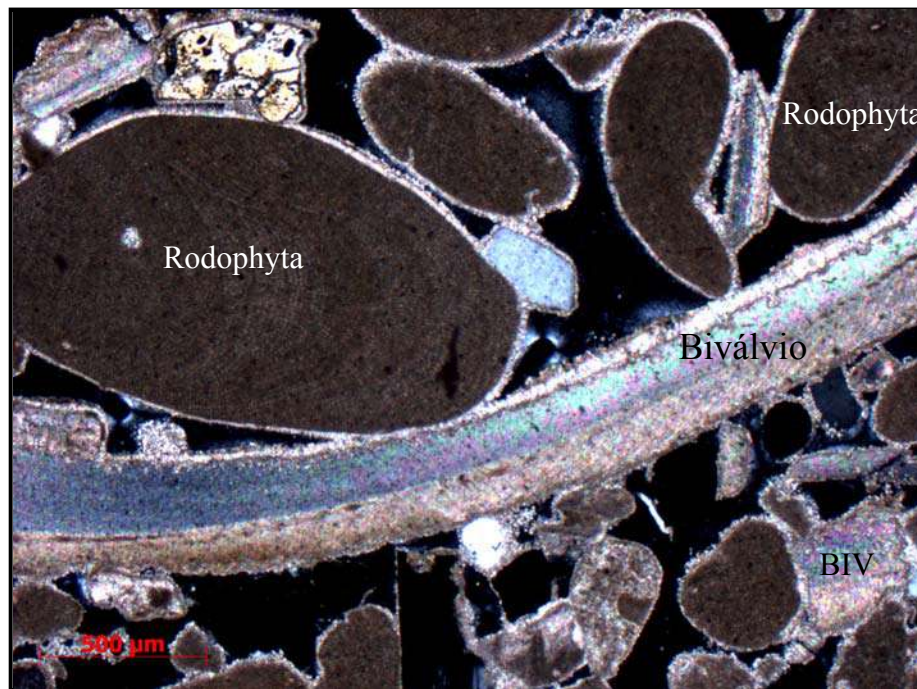


Fig. 18: Bioclastos de bivalvíos e rodophytas do *beachrock* C (BIV- bivalvío).

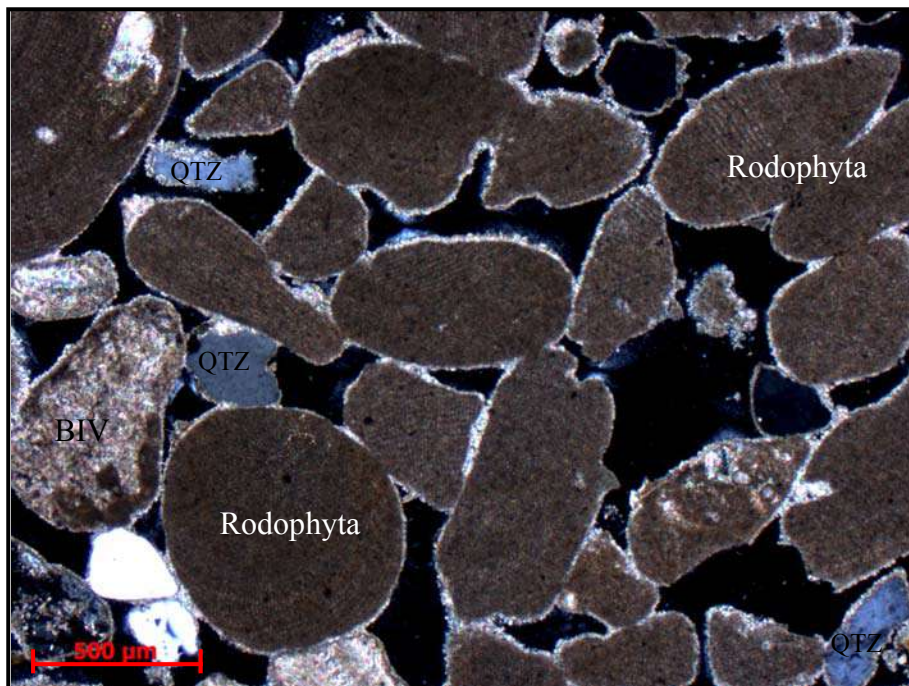


Fig. 19: Arredondamento das rodophytas e dos cristais de quartzo do *beachrock C* (QTZ – quartzo; BIV - bivalvíos).

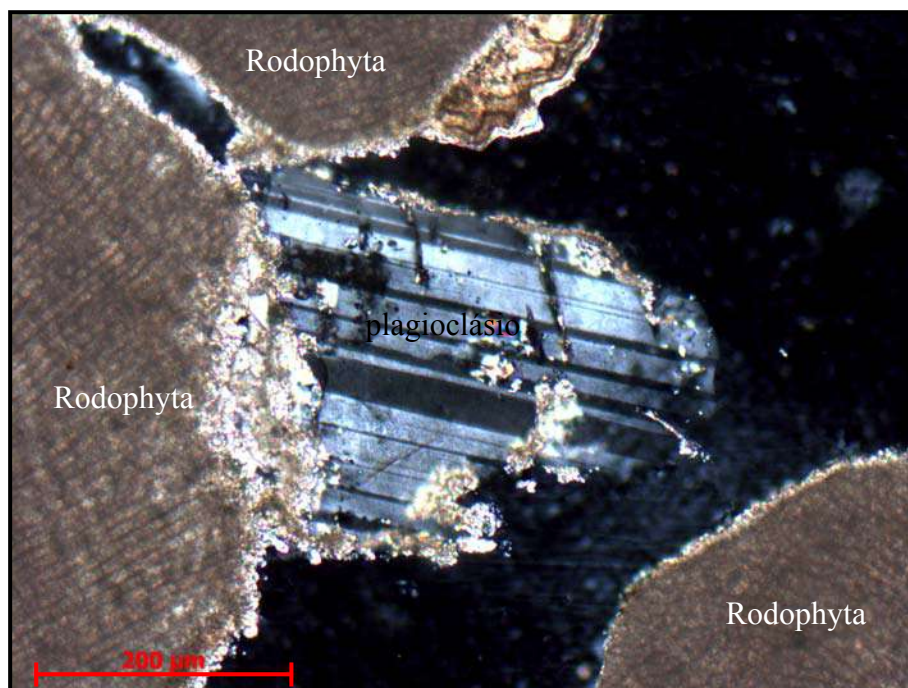


Fig. 20: Cristaloclasto de plagioclásio e bioclato de rodophyta envolvidos por cimento de calcita (*Beachrock C*).

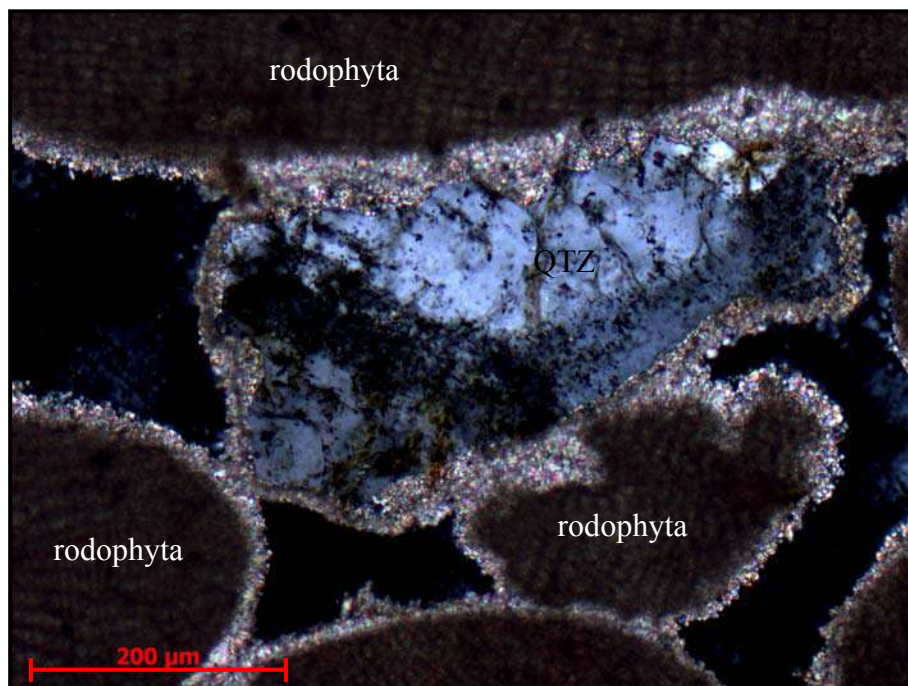


Fig. 21: Cristaloclasto de quartzo e rodophytas envolvidos por cimento de calcita (*Beachrock C*).

❖ Cimentação

Praticamente todos os grãos da lâmina estão sendo envolvidos por um cimento de calcita. Esse cimento apresenta-se com uma morfologia de Franja Prismática Isópaca, onde os cristais prismáticos se apresentam perpendiculares à superfície dos grãos e na maioria das vezes constituem cristais alongados como pode ser identificado nas figuras 22 e 23. Esse cimento é o tipo de cimento mais comumente encontrado nas rochas de praia.

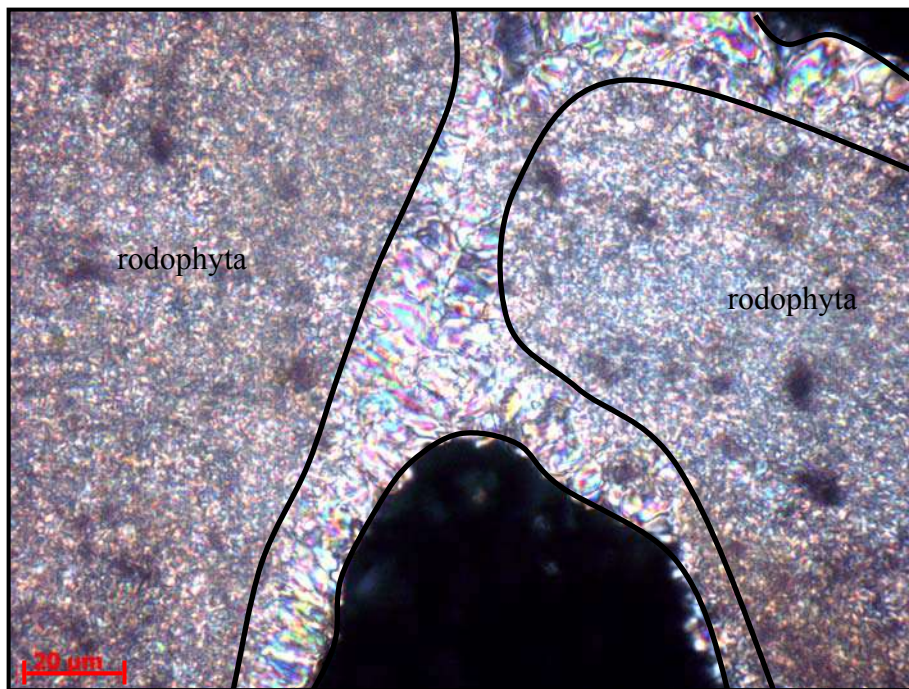


Fig. 22: Cimento carbonático do tipo Franja Prismática Isópaca no *beachrock C*.

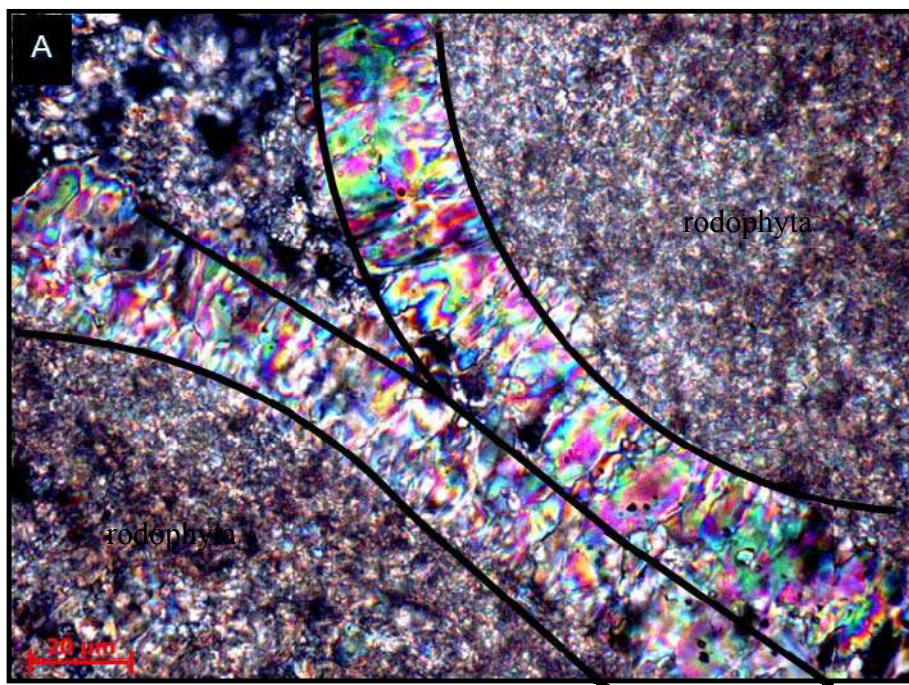


Fig. 23: Cimento carbonático do tipo Franja prismática isópaca no *beachrock C*.

5.1.2 Rocha de Praia “B” Emersa

O segundo nível de rocha de praia encontra-se próximo ao nível do mar atual. Nesse trabalho foi denominado de *beachrock* B. A parte aflorante apresenta uma largura de 5m, comprimento 9m e altura 40 cm (Figuras 24 e 25).



Fig. 24: *Beachrock* B da ilha do Cabo Frio.



Fig. 25: *Beachrock* B da ilha do Cabo Frio.

❖ Composição mineralógica

Sua composição é muito semelhante à composição da amostra anteriormente estudada, onde há o predomínio de bioclastos: bivalvíos (21,10%) e rodophytas (63,35%) estes se apresentam bastante arredondados (Figuras 26 e 27). Os cristaloclastos encontrados são: feldspatos (7,01%), quartzo (7,93%), alguns cristais de biotitas (0,61%), a maioria delas cloritizadas e ainda alguns cristais de nefelina alterados.

Os feldspatos são em sua maioria subédricos com bordas alteradas pelo cimento de calcita. Foram encontrados: plagioclásio (2,0%), microclina (0,6%) e ortoclásio pertítico (2,0%) (Figuras 28).

Os cristais de quartzo encontrados foram: quartzo monocristalino de extinção normal (4,6%), quartzo monocristalino de extinção ondulante (0,2%), quartzo policristalino com 2 ou 3 subgrãos (0,2%) e quartzo policristalinos com mais de 3 subgrãos (0,2%). Apresentam grau de arredondamento variando entre subanguloso a subarredondado e são bem selecionados.

A amostra apresenta porosidade visual boa (16,2%) e 18,4% de cimento. Foram encontrados alguns litoclastos de nefelina sienito, provenientes do maciço alcalino presente na Ilha do Cabo Frio. (Figura 29)

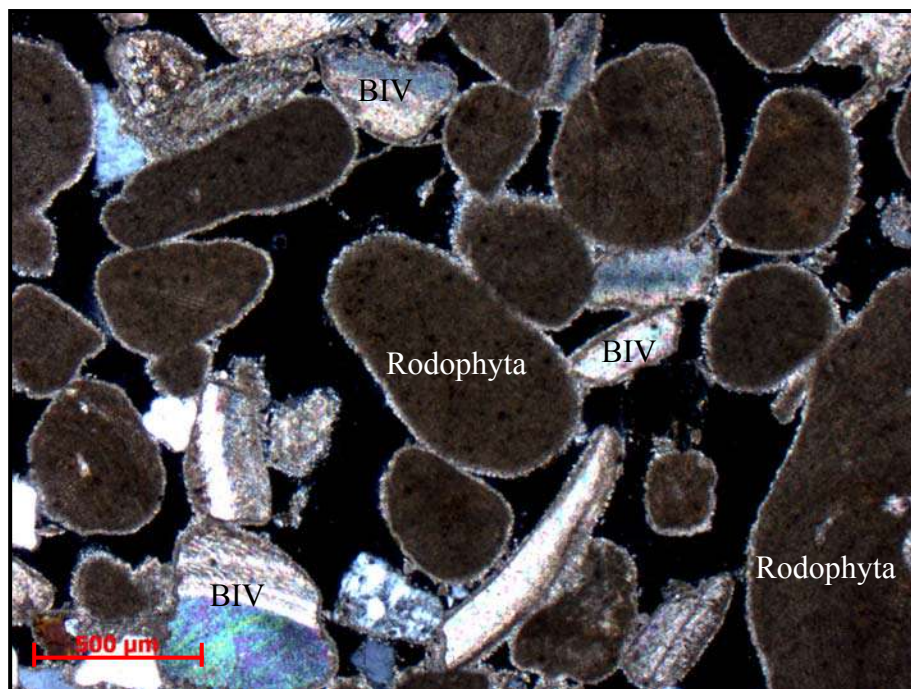


Fig. 26: Biválvios (BIV) e rodophytas arredondadas no *beachrock* B.



Fig. 27: Arredondamento dos bioclastos e porosidade visual boa no *beachrock* B.

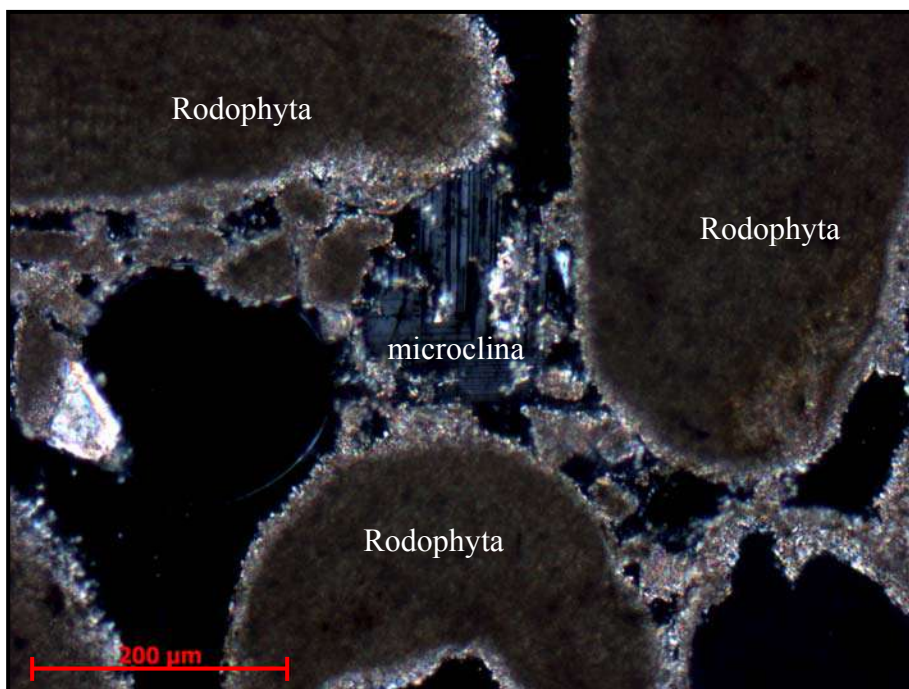


Fig. 28: Microclina bastante alterada e bioclastos de rodophytas no *beachrock* B.

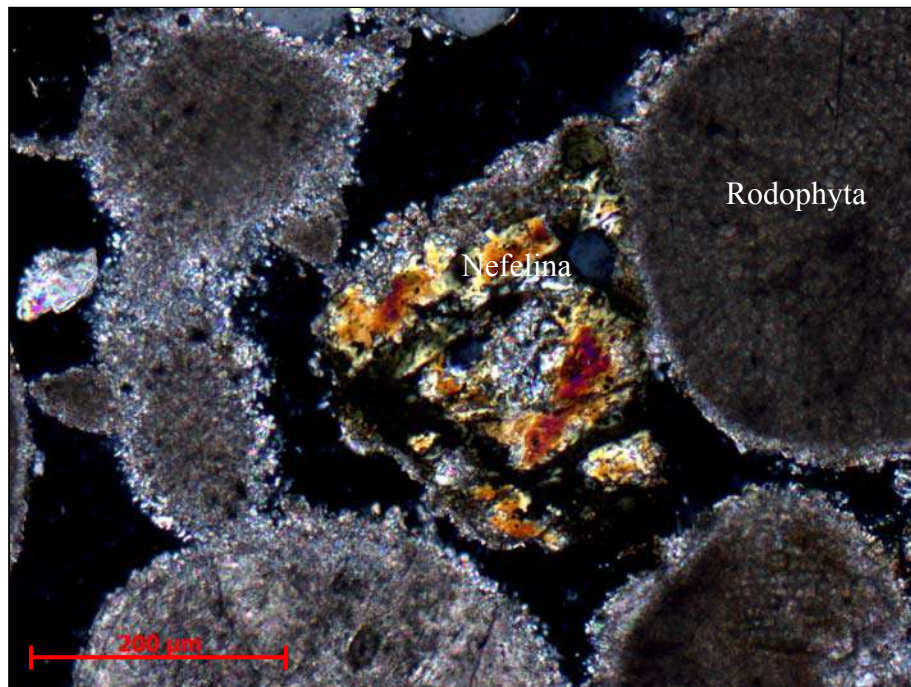


Fig. 29: Cristaloclastos de nefelina sienito bastante alterados e bioclastos de rodophytas no *beachrock* B.

❖ Cimentação

O cimento apresenta-se também com morfologia do tipo Franja Prismática Isópaca, onde os cristais de calcita se apresentam alongados e perpendiculares a superfície dos grãos. Praticamente todos os grãos estão sendo envolvidos por esse cimento de calcita (figuras 30 e 31).

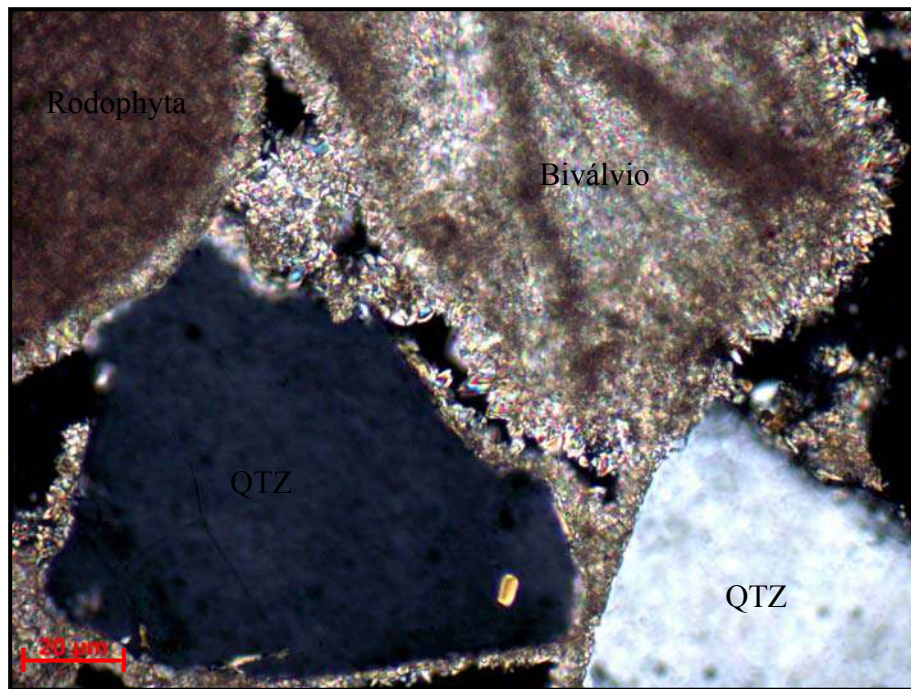


Fig. 30: Cimento carbonático do tipo Franja Prismática Isópaca envolvendo cristais de quartzo (QTZ) e bioclastos de rodophyta e biválvio no *beachrock* B.

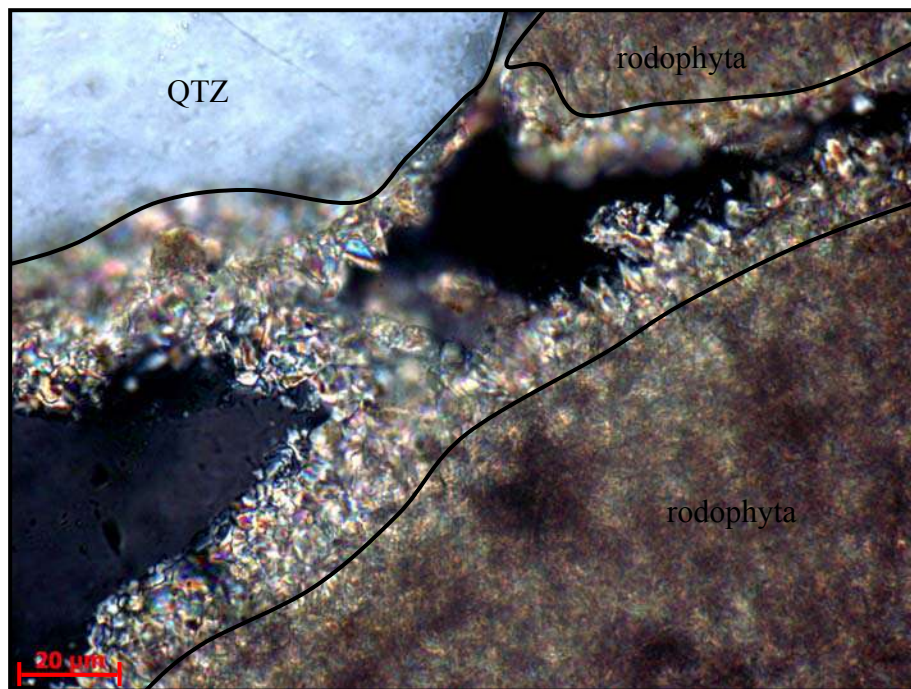


Fig. 31: Cimento carbonático do tipo Franja Prismática Isópaca envolvendo cristais de quartzo e rodophyta no *beachrock* B.

5.1.3 Rocha de Praia “A0” submersa

O terceiro nível de rocha de praia encontra-se a aproximadamente a 3,0 m abaixo do nível do mar atual. Nesse trabalho foi denominado de *beachrock* A0. A parte aflorante apresenta uma largura de 4,60 m, comprimento 9 m e altura de 90 cm (Figuras 32 e 33).

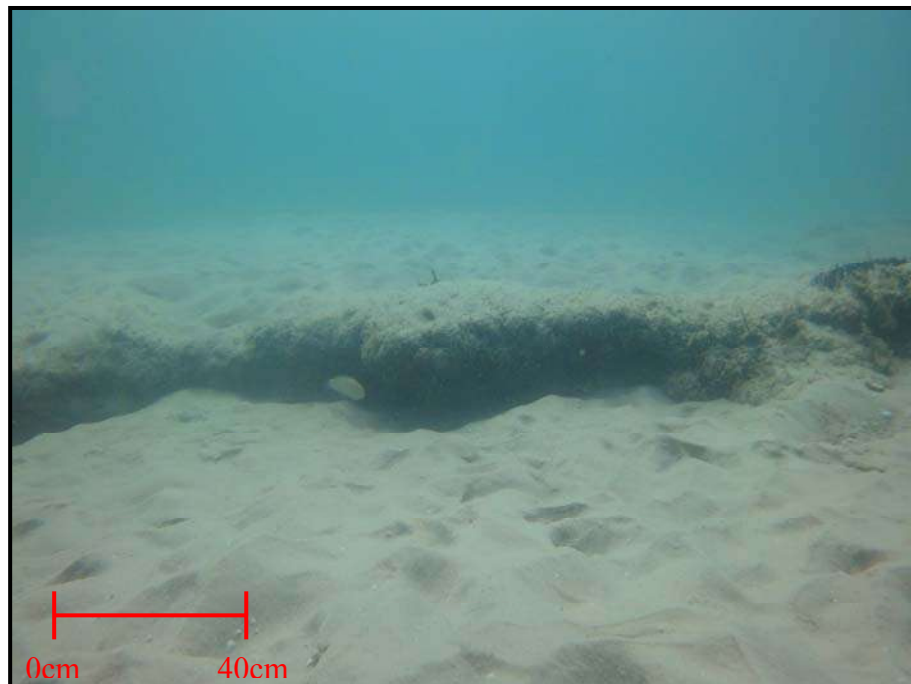


Fig. 32: *Beachrock* A0 da Ilha do Cabo Frio.



Fig. 33: *Beachrock* A0 da Ilha do Cabo Frio, Arraial do Cabo.

❖ Composição mineralógica

Sua composição apresenta uma quantidade bastante superior de cristaloclastos em relação às lâminas anteriores (figuras 34 e 35), porém ainda se observa o predomínio de bioclastos: bivalvíos (25,99%) e rodophytas (50,90%). Os cristaloclastos são compostos por: feldspatos (3,96%), quartzo (18,07%) e cristais de biotitas (0,6 %)(Figura 36).

Os feldspatos são em sua maioria anédricos com bordas alteradas pelo cimento de calcita. Foram encontrados: plagioclásio (0,2%), microclina (0,8%) e ortoclásio peritítico (1,2%) (Figura 37).

Os cristais de quartzo encontrados foram: quartzo monocristalino de extinção normal (7,6%), quartzo monocristalino de extinção ondulante (1,0%), quartzo policristalino com 2 ou 3 subgrãos (0,6%) e quartzo policristalinos com mais de 3 subgrãos (0,8%). Apresentam grau de arredondamento variando entre subanguloso a subarredondados e são pobremente selecionados.

A amostra apresenta porosidade visual excelente (21,20%) e 23,40% de cimento.

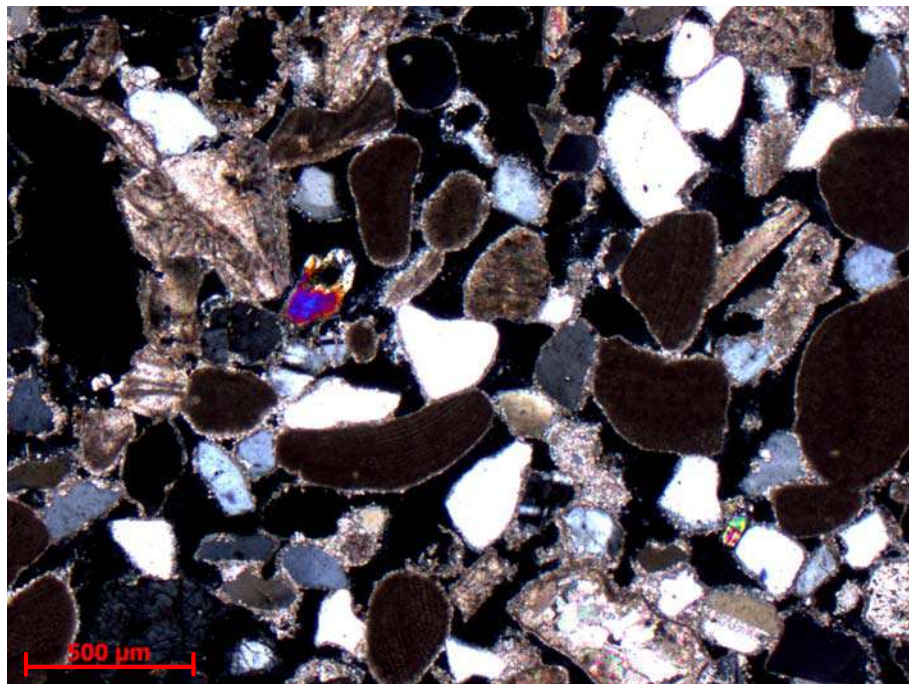


Fig. 34: Cristaloclastos de quartzo com grau de arredondamento variando de subanguloso a ângulos, mal selecionado e bioclato de rodófitas e bivalvíos no *beachrock* A0.

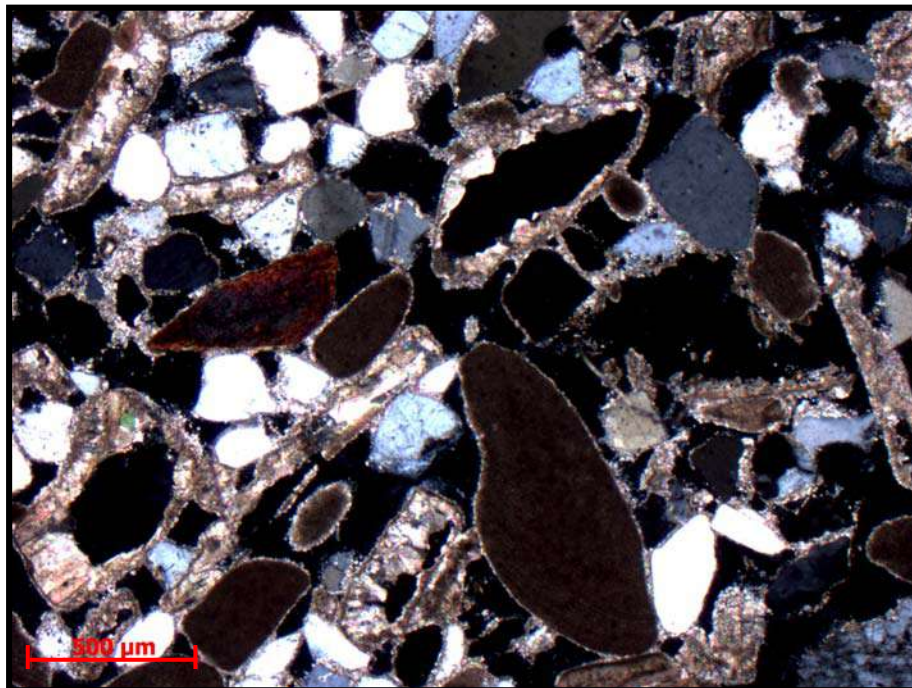


Fig. 35: Grau de arredondamento dos cristaloclastos variando de subanguloso a anguloso, bioclato de rodophyta e bivalvíos no *beachrock* A0.

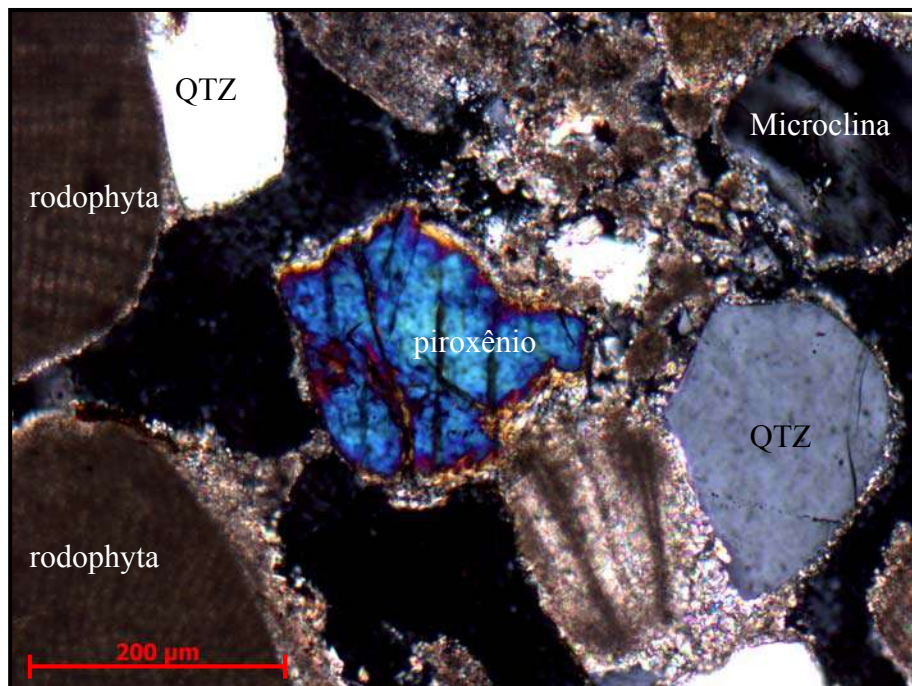


Fig. 36: Piroxênio alterado e envolvido por calcita, cristais de quartzo, microclina e bioclato de rodophyta.

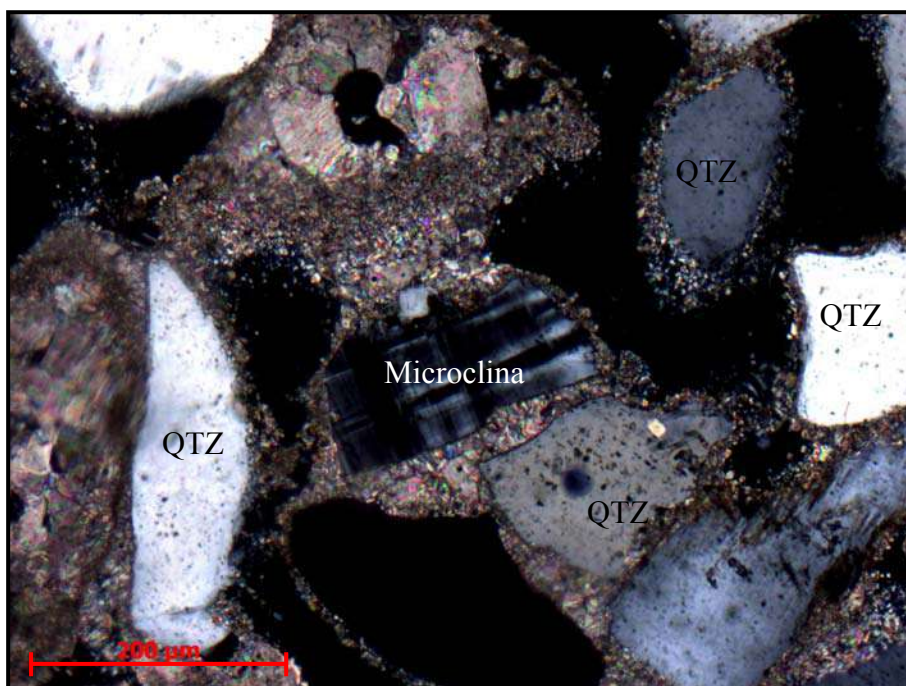


Fig. 37: Cristaloclastos de microclina e quartzo (QTZ) sendo envolvido por cimento de calcita no *beachrock* A0.

❖ Cimentação

O cimento desse nível de *beachrock* se apresenta com uma morfologia do tipo Espato Equante (*equant spar*), onde os cristais são principalmente equigranulares, anédricos e subédricos e localizam-se normalmente nos poros. (figuras 38 e 39)

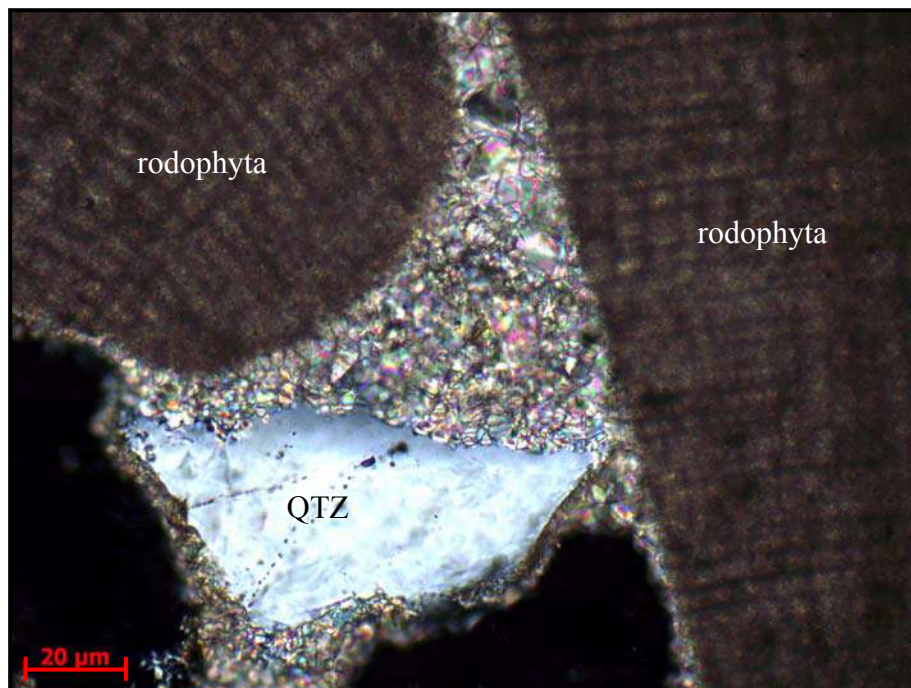


Fig. 38: Cimento carbonático do tipo Espato Equante envolvendo o cristal de quartzo (QTZ) e o bioclasto de rodophyta no *beachrock* A0.

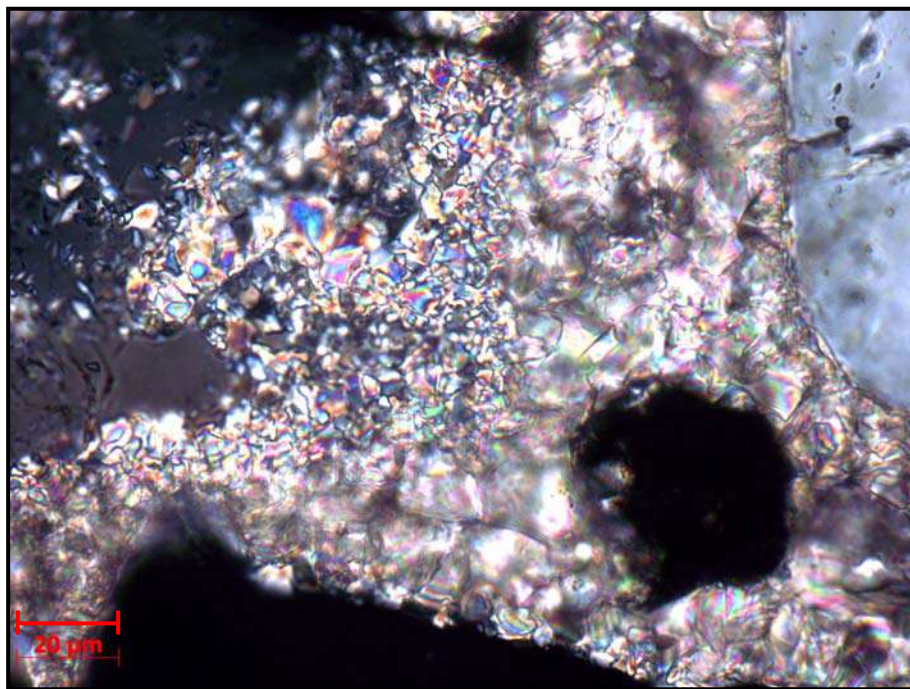


Fig. 39: Cimento carbonático do tipo Espato Equante nos poros do *beachrock* A0.

5.1.3 Rocha de Praia “A1” submersa

O quarto nível de rocha de praia encontra-se a aproximadamente a 4,5m abaixo do nível do mar atual. Nesse trabalho foi denominado de *beachrock* A1 (Figuras 40 e 41).

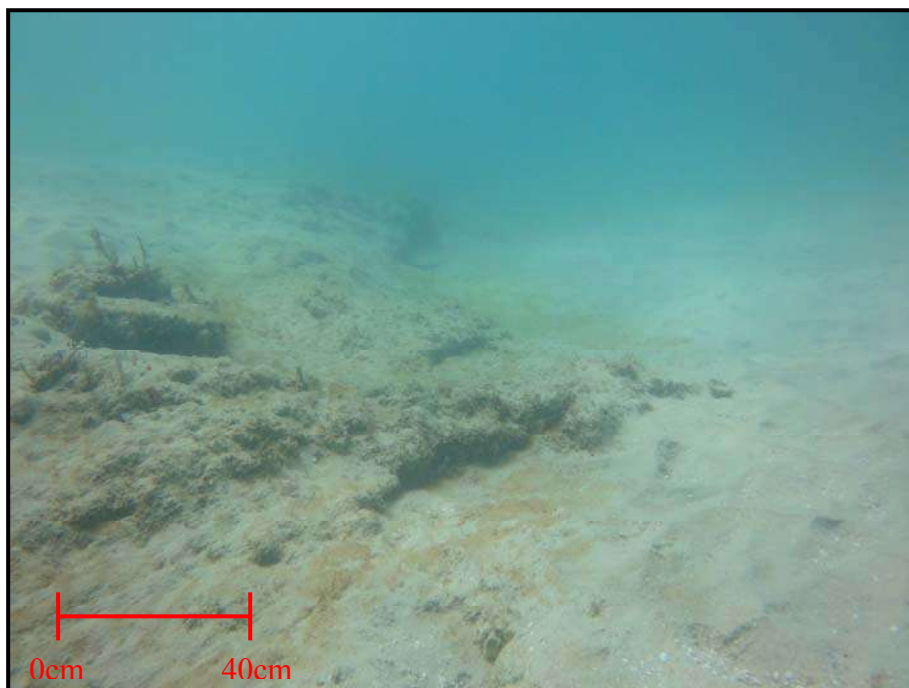


Fig. 40: *Beachrock* A1 da Ilha do Cabo Frio.

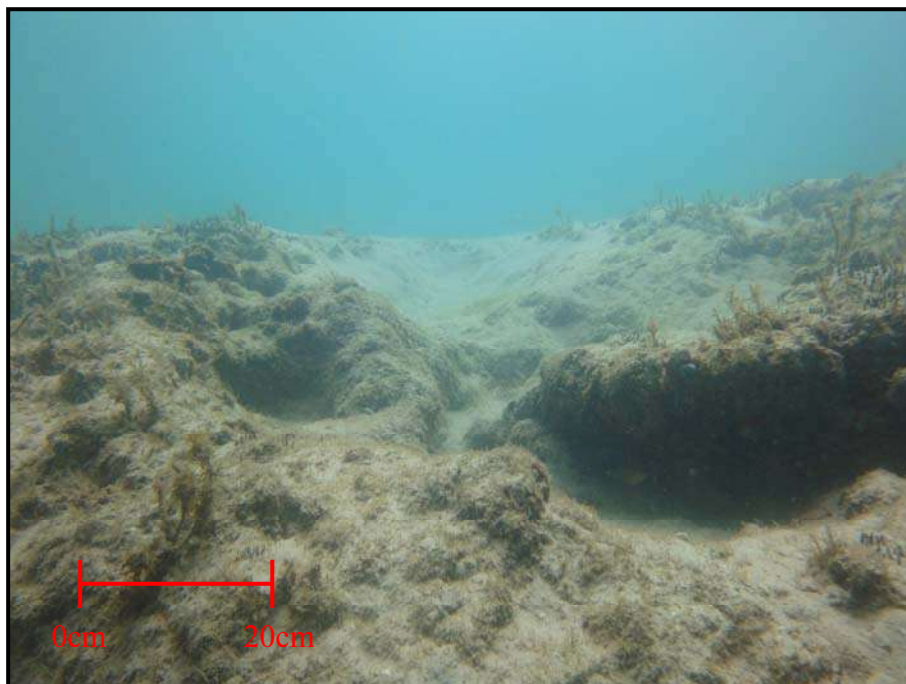


Fig. 41: *Beachrock* A1 da Ilha do Cabo Frio.

❖ Composição mineralógica.

Sua composição semelhante a do *beachrock* A0, com predomínio de bioclastos: bivalvíos (23,37%) e fragmentos de rodophytas (42,85 %) bastante corroídos (figuras 42, 43 e 44). Cristaloclastos de feldspatos (2,65%), quartzo (30,7%), e alguns cristais de biotitas (0,43).

Os feldspatos são em sua maioria anédricos com bordas alteradas pelo cimento de calcita. Foram encontrados: plagioclásio (0,6%), microclina (0,2%) e ortoclásio pertítico (0,4%) (Figura 45).

Os cristais de quartzo encontrados foram: quartzo monocristalino de extinção normal (11,0%), quartzo monocristalino de extinção ondulante (0,6%), quartzo policristalino com 2 ou 3 subgrãos (0,6%) e quartzo policristalinos com mais de 3 subgrãos (0,8%). Apresentam grau de arredondamento variando entre anguloso a subangulosos e são pobremente selecionados.

A amostra apresenta porosidade visual excelente (38,0%) e 15,8% de cimento.

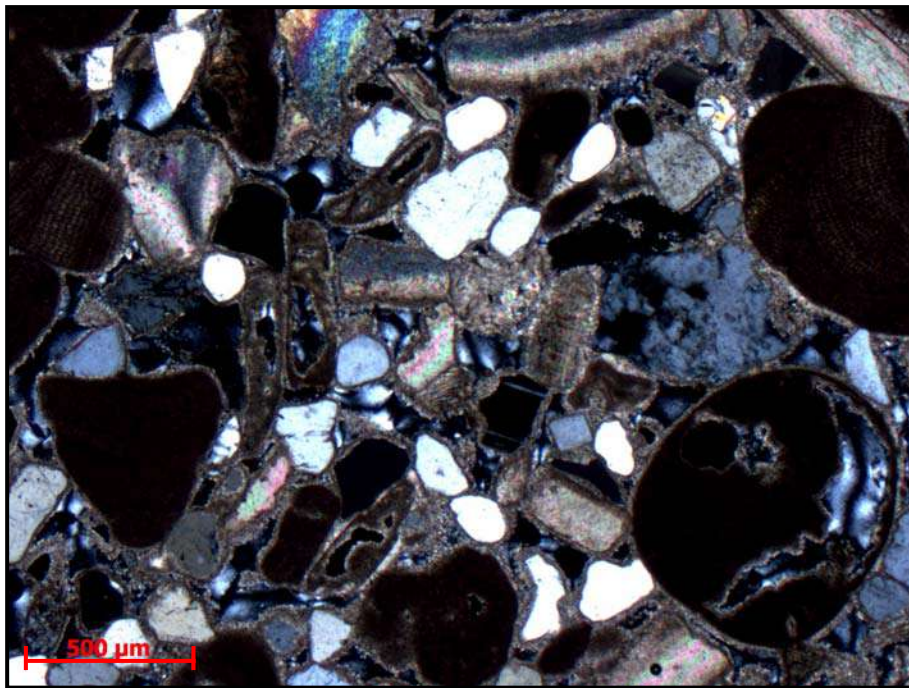


Fig. 42: Cristais de quartzo mal selecionado, bioclastos de rodophytas e fragmentos de bivalvíos no *beachrock* A1.

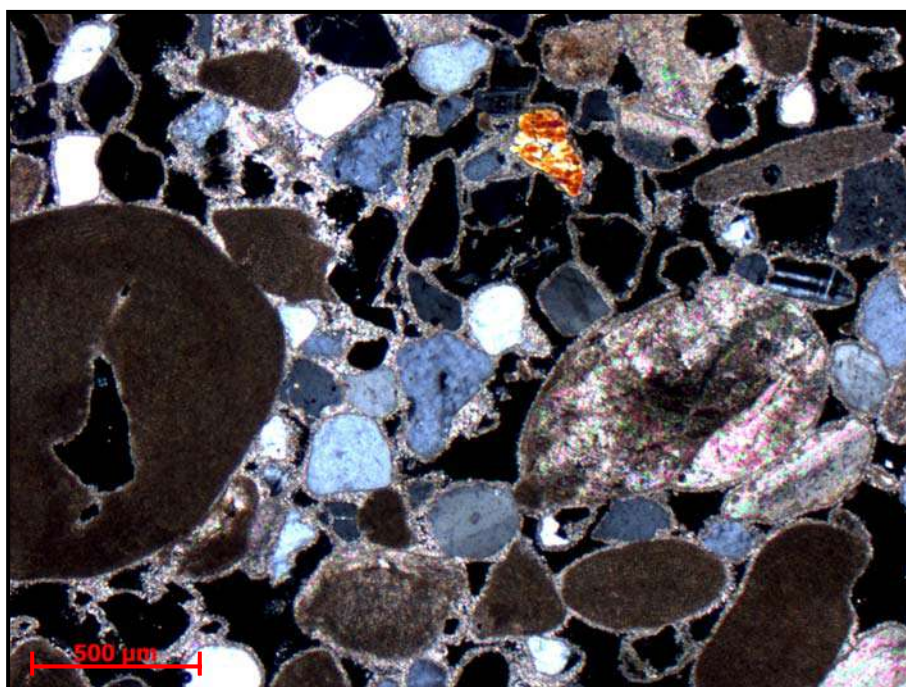


Fig. 43: Cristaloclastos com grau de arredondamento variando de subangulosos a angulosos no *beachrock* A1.

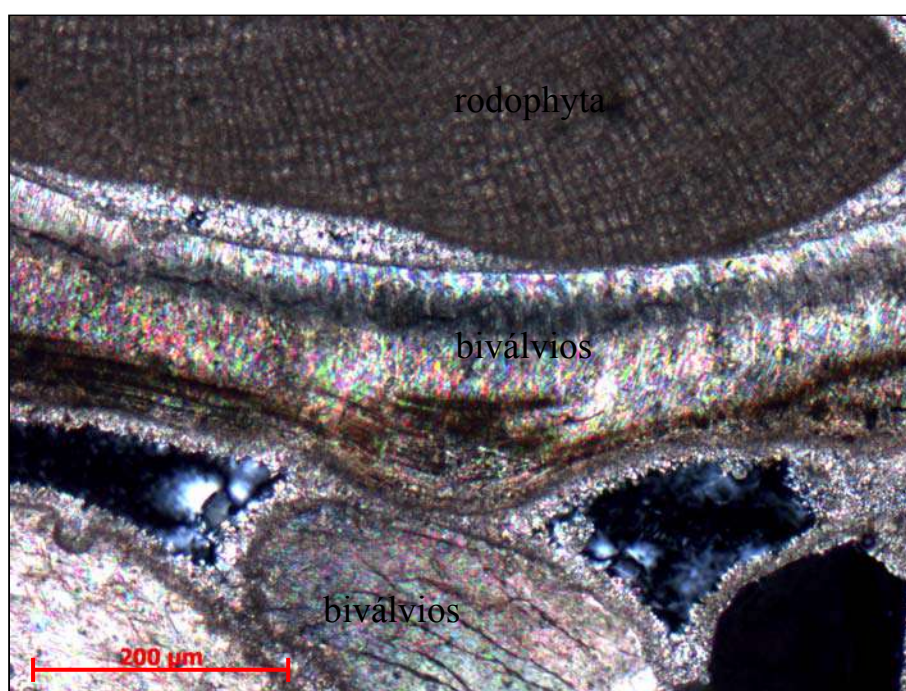


Fig. 44: Bioclastos de rodophyta e biválvios bem preservados no *beachrock* A1.

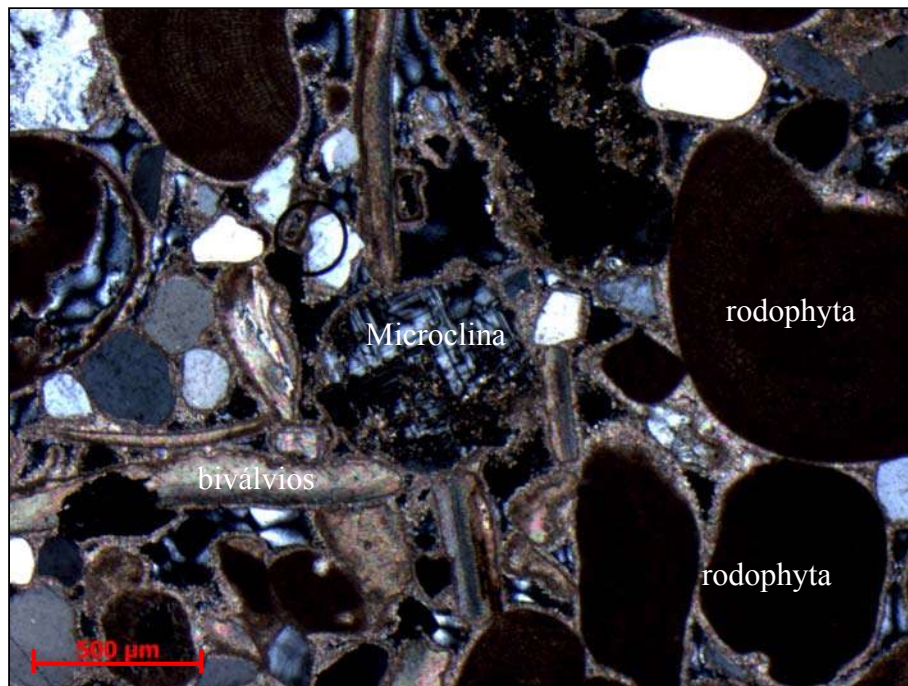


Fig. 45: Microclina bastante alterada e bioclastos de rodophytas e fragmentos de bivalvíos no *beachrock* A1.

❖ Cimentação

O cimento desse nível de *beachrock* se apresenta com uma morfologia do tipo Espato Equante, onde os cristais de calcita se apresentam alongados e perpendiculares à superfície dos grãos. Praticamente todos os grãos estão sendo envolvidos por esse cimento de calcita (Figuras 46 e 47).

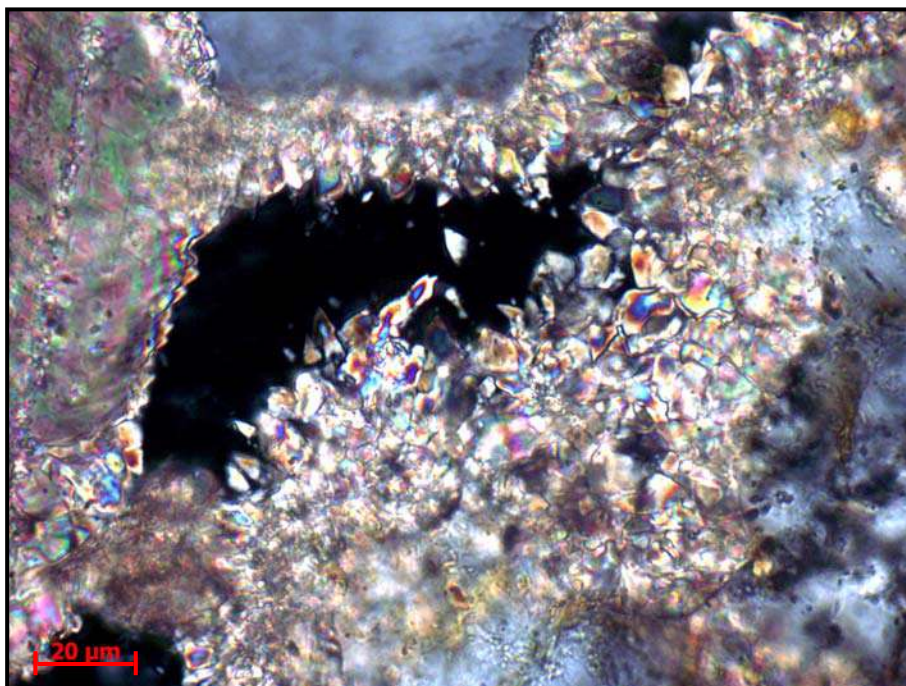


Fig. 46: Preenchimento do poros por cimento carbonático do tipo Espato Equante no *beachrock* A1.

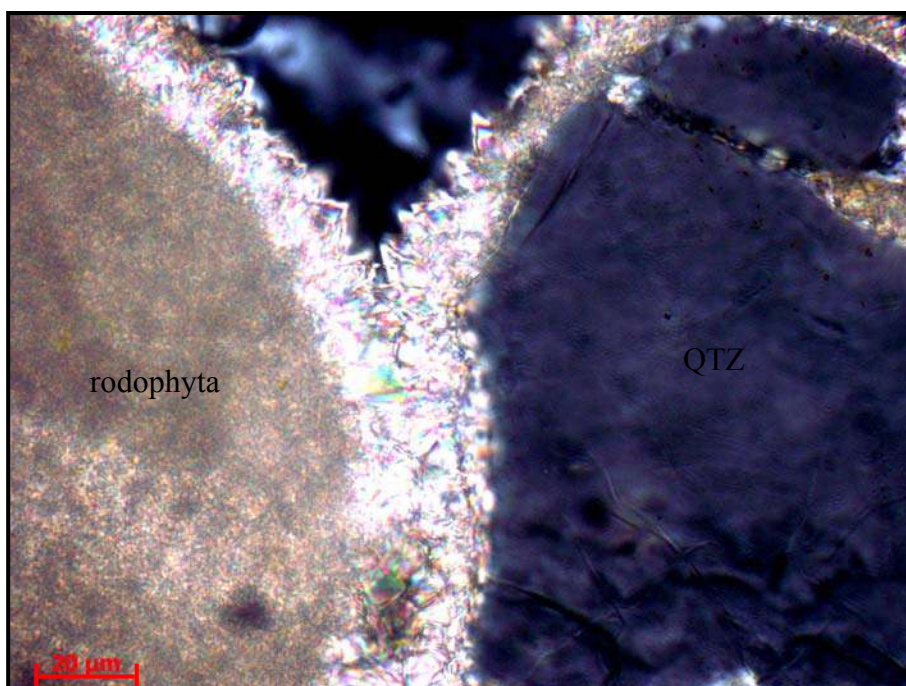


Fig. 47: Cimento carbonático do tipo Espato Equante envolvendo bioclasto de rodophyta e cristal de quartzo (QTZ) no *beachrock* A1.

Foram encontrados em todas as lâminas presença de bioclastos de bivalvíos e de rodophytas (algas vermelhas). As algas vermelhas, reconhecidas como do gênero *Spogites*, sugerem ambiente deposicional de águas tropicais com temperaturas acima de 23° C entre o final do Pleistoceno e o início do Holoceno. Essas informações corroboram dados de Castro *et al* (2011).

❖ Percentagem dos grãos do arcabouço dos *beachrocks* da Ilha do Cabo Frio (Tabela 3).

Tabela 3: percentagem dos grãos do arcabouço dos *beachrocks*

	Bioclastos		Cristaloclastos								
	bivalvíos	rodophytas	plagioclásio	microclina	ortoclásio peritico	Qm (ext. normal)	Qm (ext. ondulante)	Q2-3	Q>3	biotita	horblenda
<i>beachrock C</i>	20,23%	68,05%	1,76%	0,88%	1,17%	5,29%	0,58%	0,29%	0,58%	1,17%	0,00%
<i>beachrock B</i>	21,10%	63,35%	3,05%	0,91%	3,05%	7,03%	0,30%	0,30%	0,30%	0,61%	0,00%
<i>beachrock A0</i>	25,99%	50,90%	0,36%	1,44%	2,16%	13,75%	1,80%	1,08%	1,44%	1,08%	0,00%
<i>beachrock A1</i>	23,37%	42,85%	1,29%	0,50%	0,86%	23,80%	1,29%	1,29%	4,32%	0,43%	0,00%
			feldspatos			quartzo			máficos		

- ❖ Percentagem dos grãos e dos cimentos que compõem as rochas de praia da Ilha do Cabo Frio. (Tabela 4)

Tabela 4: Percentagem dos grãos e dos cimentos que compõem as rochas de praia da Ilha do Cabo Frio.

	Bioclastos		Cristaloclastos										
	biválvios	rodophytas	plagioclásio	microclina	ortoclasio pertítico	Qm(ext. normal)	Qm(ext. ondulante)	Q2-3	Q>3	biotita	horblenda	cimento de calcita	poros
beachrock C	13,40%	45,60%	1,20%	0,60%	0,80%	3,60%	0,40%	0,20%	0,40%	0,80%	0,00%	17,60%	14,40%
beachrock B	13,80%	41,40%	2,00%	0,60%	2,00%	4,60%	0,20%	0,20%	0,20%	0,40%	0,00%	18,40%	16,20%
beachrock A0	14,40%	28,20%	0,20%	0,80%	1,20%	7,60%	1,00%	0,60%	0,80%	0,60%	0,00%	23,40%	21,20%
beachrock A1	10,80%	19,80%	0,60%	0,20%	0,40%	11,00%	0,60%	0,60%	2,00%	0,20%	0,00%	15,80%	38,00%
			feldspatos			quartzo			máficos				

5.2. Batimetria da área de estudo

A área de estudo insere na plataforma continental interna da enseada dos Anjos, Arraial do Cabo, entre 0,0 a 4,5 m. Caracteriza-se por uma morfologia plana com declínio de 2° em direção ao centro da enseada. Essa morfologia suave é interrompida localmente por dois afloramentos de rochas de praia (A0 e A1) descritos anteriormente. No centro da enseada ocorre um banco de areia (*sandbar*) com extensão de 6000 m e largura de 500 entre as batimétricas de 2,0 a 20 m (figura 48)

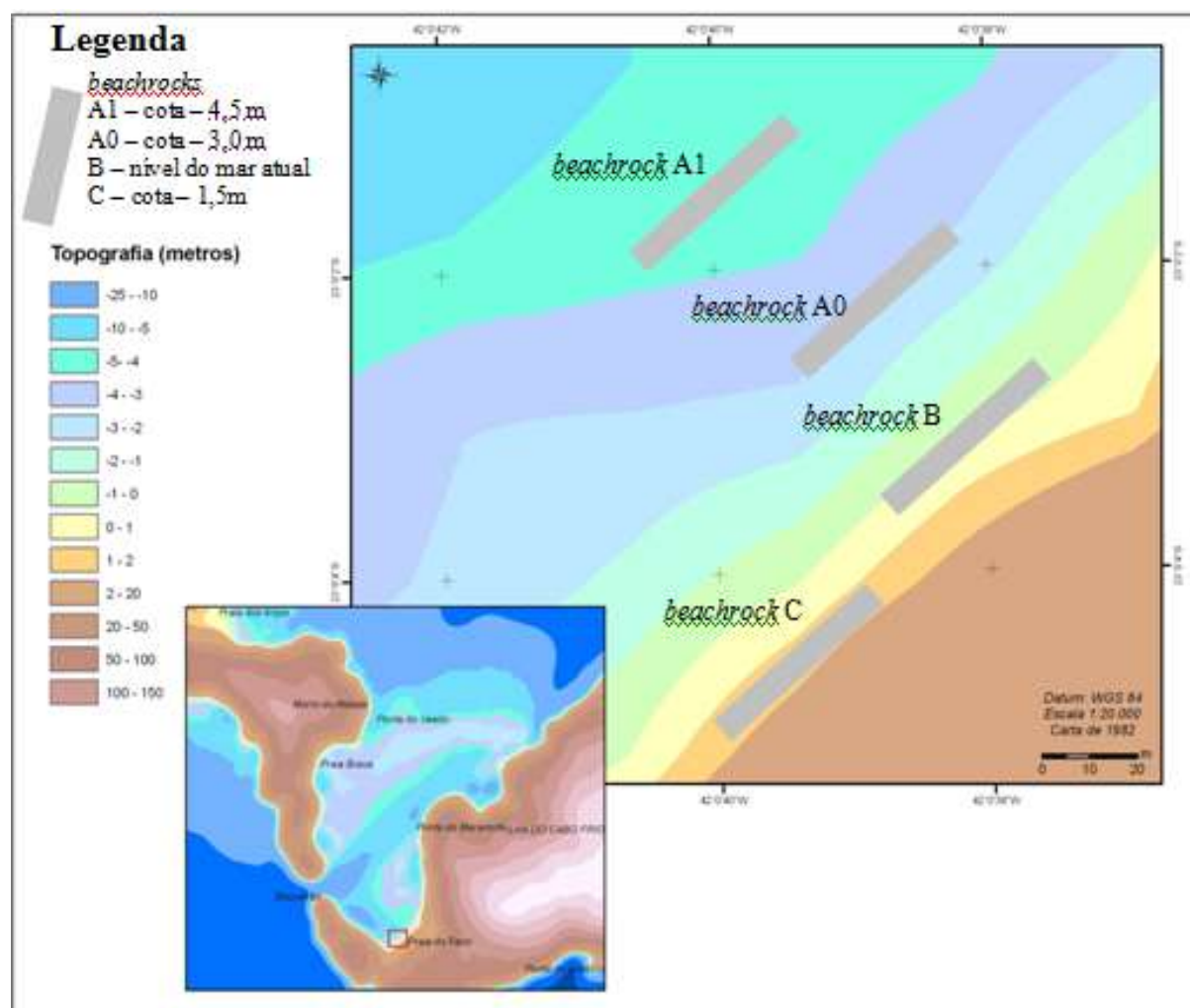


Fig. 48: Batimetria da área de estudo, Ilha do Cabo Frio – Arraial do cabo, Rio de Janeiro.
(Fonte: Adaptado de Castro *et al.*, 2011)

5.3. Estudo sedimentológico

5.3.1. Análise granulométrica do segmento oeste (W) da praia do Farol.

❖ Os sedimentos do campo de dunas escalonar (*climbing dunes*) foram coletados a uma altura de aproximadamente 5,0 m com relação ao nível relativo do mar atual.

Peso inicial (g) - 550,2 Peso final (g) - 530,5 Perda (g) - 19,7

Tabela 5: Análise granulométrica dos sedimentos coletados na duna da parte oeste, da praia do Farol, Ilha do Cabo Frio – Arraial do Cabo

Diâmetro (mm)	Phi (Φ)	Escala Wentworth (americana)	Peso (g)	Porcentagem (%)
2	-1,00	grânulo	0,2 g	0,037%
1	0,00	areia muito grossa	1,1g	0,207%
0,500	1,00	areia grossa	1,6g	0,301%
0,250	2,00	areia media	104,7 g	19,736%
0,125	3,00	areia fina	419,1g	79,000%
0,0625	4,00	areia muito fina	3,8g	0,716 %

Através do método de momento classifica-se esse sedimento como: sedimento de granulometria fina superior (média 2,30 Φ); Com grau de seleção é bem selecionado ($\sigma=$ 0,45 Φ), assimetria muito negativa ($Sk = -1,83 \Phi$) e agudez extremamente leptocúrtica ($Kg= 8,21\Phi$).

❖ Sedimentos coletados na face da praia junto à linha de preamar média.

Peso inicial (g) – 630,3 Peso final (g) – 628,2 Perda(g) – 2,1

Tabela 6: Análise granulométrica dos sedimentos coletados próximo ao nível do mar na parte oeste, da praia do Farol, Ilha do Cabo Frio – Arraial do Cabo.

Diâmetro (mm)	Phi (Φ)	Escala Wentworth (americana)	Peso (g)	Porcentagem (%)
2	-1,00	grânulo	18,7g	2,966%
1	0,00	areia muito grossa	23,1g	3,664%
0,500	1,00	areia grossa	12,8g	2,030%
0,250	2,00	areia media	149,8g	23,766%
0,125	3,00	areia fina	423,1g	67,126%
0,0625	4,00	areia muito fina	2,2g	0,349%

Através do método de momento classifica-se esse sedimento como: sedimento de granulometria média inferior ($M = 1,99 \phi$), com grau de seleção moderadamente selecionado ($\sigma = 0,94 \phi$), assimetria muito negativa ($Sk = -2,24 \phi$) e agudez extremamente leptocúrtica ($Kg = 7,81 \phi$)

5.3.2 Análise granulométrica da parte central da praia do Farol.

❖ Os sedimentos do campo de dunas escalonar (*climbing dunes*) foram coletados a uma altura de aproximadamente 4,5 m com relação ao nível relativo do mar atual.

Peso inicial (g)- 563,8 Peso final (g)- 545,9 Perda(g)- 17,9

Tabela 7: Análise granulométrica dos sedimentos coletados na duna da parte central, da praia do Farol, Ilha do Cabo Frio – Arraial do Cabo.

Diâmetro (mm)	Phi (o)	Escala Wentworth (americana)	Peso (g)	Porcentagem (%)
2	-1,00	grânulo	0,2g	0,036%
1	0,00	areia muito grossa	2,8g	0,512%
0,500	1,00	areia grossa	1,1g	0,201%
0,250	2,00	areia media	84,3g	1,544%
0,125	3,00	areia fina	453,8g	83,128%
0,0625	4,00	areia muito fina	2,7g	0,494%

Através do método de momento classifica-se esse sedimento como: sedimento de granulometria fina superior ($M = 2,12 \phi$); Com grau de seleção bem selecionado ($\sigma = 0,43\phi$), assimetria muito negativa ($Sk = -0,78$) e agudez extremamente leptocúrtica ($Kg = 10,50 \phi$).

❖ Sedimentos coletados na face da praia junto à linha de preamar média.

Peso inicial (g)- 487,6 Peso final (g)- 419,5 Perda(g)- 68,06

Tabela 8: Análise granulométrica dos sedimentos coletados próximo ao nível do mar na parte central da praia do Farol, Ilha do Cabo Frio – Arraial do Cabo.

Diâmetro (mm)	phi (o)	Escala Wentworth (americana)	Peso (g)	Porcentagem (%)
2	-1,00	grânulo	19,3g	4,600%
1	0,00	areia muito grossa	56,5g	13,468%
0,500	1,00	areia grossa	39,2g	9,344%
0,250	2,00	areia media	210,7g	50,226%
0,125	3,00	areia fina	92,0g	21,930%
0,0625	4,00	areia muito fina	0,2gm	0,476%

Através do método de momento classifica-se esse sedimento como: sedimento de granulometria média superior ($M = 1,23 \phi$); Com grau de seleção pobremente selecionado ($\sigma = 1,11\phi$), assimetria muito negativa ($Sk = -0,86 \phi$) e agudez extremamente leptocúrtica ($Kg = 3,03 \phi$).

5.3.3 Análise granulométrica da parte leste (E) da praia do Farol.

- ❖ Os sedimentos do campo de dunas escalonar (*climbing dunes*) foram coletados a uma altura de aproximadamente 5,0 m com relação ao nível relativo do mar atual.

Peso inicial (g)- 540,0 Peso final (g)- 519,0 Perda(g)- 21,0

Tabela 9: Análise granulométrica dos sedimentos coletados na duna da parte leste da praia do Farol, Ilha do Cabo Frio – Arraial do Cabo.

Diâmetro (mm)	phi (o)	Escala Wentworth (americana)	Peso (g)	Porcentagem (%)
2	-1,00	grânulo	1,2g	0,231%
1	0,00	areia muito grossa	10,8g	2,080%
0,500	1,00	areia grossa	20,1g	3,872%
0,250	2,00	areia media	262,7g	50,616%
0,125	3,00	areia fina	221,2g	42,620%
0,0625	4,00	areia muito fina	1,1g	0,211%

Através do método de momento classifica-se esse sedimento como: sedimento de granulometria fina inferior ($M = 2,34 \phi$); Com grau de seleção moderadamente selecionado ($\sigma = 0,86\phi$), assimetria muito negativa ($Sk = -1,06 \phi$) e agudez extremamente leptocúrtica ($Kg = 5,34 \phi$).

❖ Sedimento coletados na face da praia junto à linha de preamar média

Peso inicial (g) - 563,0 Peso final (g) - 541,5 Perda(g) - 21,5

Tabela 10: Análise granulométrica dos sedimentos coletados próximo ao nível do mar na parte leste da praia do Farol, Ilha do Cabo Frio – Arraial do Cabo.

Diâmetro (mm)	phi (o)	Escala Wentworth (americana)	Peso (g)	Porcentagem (%)
2	-1,00	grânulo	16,5g	3,047%
1	0,00	areia muito grossa	27,0g	4,986 %
0,500	1,00	areia grossa	20,0g	3,693%
0,250	2,00	areia media	238,7g	44,081%
0,125	3,00	areia fina	234,8g	43,361%
0,0625	4,00	areia muito fina	1,6g	0,295%

Através do método de momento classifica-se esse sedimento como: sedimento de granulometria média inferior ($M = 1,70 \phi$); Com grau de seleção moderadamente selecionado ($\sigma = 0,96\phi$), assimetria muito negativa ($Sk = -1,56 \phi$) e agudez extremamente leptocúrtica ($Kg = 5,57 \phi$).

5.4. Geocronologia

Os dados geocronológicos foram fornecidos pelo Laboratório de Geologia Costeira, Sedimentologia e Meio Ambiente do Departamento de Geologia e Paleontologia do Museu Nacional – UFRJ. Constam em publicações de Castro & Suguio (2009, 2011).

Os resultados obtidos marcam a transição entre o Pleistoceno e o Holoceno na região do Cabo Frio, Rio de Janeiro. As amostras foram coletadas entre as medições batimétricas de – 4,5 até a parte emersa de 1,5 m acima do nível relativo do mar. Os resultados são apresentados em idade convencional e idade calibrada (Tabela 10).

CÓDIGO DA AMOSTRA	TIPO DA AMOSTRA	LOCALIZAÇÃO	ALTIMETRIA/ BATIMETRIA (metros)	IDADE CONVENCIONAL anos A.P.	IDADE CALBRADA 2 sigma cal A.P.
BETA ANALYTIC 248721	Concha de molusco	Praia do Farol- ilha do Cabo Frio	-4,5	10.460 +/- 70	11.940 - 11.240
BETA ANALYTIC 243863	Concha de molusco	Praia do Farol- ilha do Cabo Frio	-3,0	10.250 +/- 50	11.149 - 11.337
BETA ANALYTIC 243864	Sambaqui submerso	Praia do Farol- ilha do Cabo Frio	-3,0	2.330 +/- 50	1.824 - 2.089
BETA ANALYTIC 248722	Concha de molusco	Praia do Farol- ilha do Cabo Frio	0	11.090 +/- 60	12.910 - 12.690
BETA ANALYTIC 248723	Concha de molusco	Praia do Farol- ilha do Cabo Frio	+1,5	11.210 +/- 80	13.130 - 12.860

Tabela 11: Idades ao radiocarbono das rochas de praia coletadas na Ilha do Cabo Frio- Arraial do Cabo (Castro & Suguio , 2009).

6. CONCLUSÃO

ASPECTOS PETROGRAFICOS

Através na análise petrográfica das rochas de praia da Ilha do Cabo Frio, conclui-se que há uma diferença entre os *beachrocks*, emersos e submersos, sendo que nos primeiros os cristaloclastos estão variando de subangulosos a subarredondado e são bem selecionados; enquanto que nos *beachrocks* submersos os cristaloclastos apresentam variação de entre angulosos a subangulosos e são pobremente selecionados. Com relação a quantidades de bioclastos, os dois apresentam proporção de bioclastos (aproximadamente 80%) superiores a de cristaloclastos (aproximadamente 20%).

ASPECTOS DIAGENÉTICOS

Foram identificados dois tipos de cimento carbonático nos *beachrocks* estudados. Nas rochas emersas o cimento é do tipo Franja Prismática Isópaca. Sugerindo uma cimentação em ambiente freático marinho com boa circulação de água, próxima a interface sedimento/água e por ocorrer principalmente em zona de ante-praia superior onde predominam a cimentação de calcita magnesiana, caracterizada por cristais micríticos ou romboedros distribuídos como franjas isópacas ao redor dos grãos.

Nas rochas de praia submersas o cimento presente é do tipo *Espato Equante* sugerindo a litificação do sedimento em ambiente freático meteórico, onde se observa que tamanhos dos cristais de calcita aumentam no sentido do centro para os poros.

Com relação à diagênese desses *beachrocks* estes se encontram no mesmo nível de fase diagenéticas (Eodiagenese).

ASPECTOS SEDIMENTOLÓGICOS

A proveniência do material inconsolidado foi originada em rochas que contém grande quantidade de quartzo e tem influência do maciço alcalino encontrado a poucos metros do perfil de coleta. Em seguida esse material foi depositado na plataforma continental interna e consequentemente mobilizados por ondas e vento. Através da granulometria observa-se um padrão granodecrescente ascendente, ou seja, os três perfis de praia estudados apresentam uma granulometria mais grossa nas áreas junto à linha de preamar média, e uma granulometria mais fina em direção ao depósito de dunas.

ASPECTOS GEOCRONOLÓGICOS

As idades das rochas de praia foram obtidas através método C^{14} por Castro & Suguio (2009). Os resultados mostraram-se surpreendentes, uma vez que se trata de um registro antigo em relação a outras datações obtidas ao longo do litoral brasileiro. Do ponto de vista geocronológico dispõe da seguinte ordem de formação do mais antigo para o mais novo,

- ❖ *beachrock* B (localizado a 1,5m acima do nível relativo do mar atual) com 13130 – 12860 cal anos A.P;
- ❖ *beachrock* C (localizado próximo ao nível relativo do mar atual) com 12910 – 12690. cal anos A.P;
- ❖ *beachrock* A0 (localizado a 4,5m abaixo do nível relativo do mar atual) com 11.149 – 11.337 cal anos A.P;
- ❖ *beachrock* A1 (localizado a 3,0m abaixo do nível relativo do mar atual) com 11940 – 11240 cal anos A.P;

Conclui-se que entre 13.130 a 11.149 cal anos AP, ocorreu na Ilha do Cabo Frio uma variação do nível relativo do mar em torno de 6,0 m, correspondendo a oscilação negativa de - 4,5 m e positiva de + 1,5 m. Essas oscilações relativamente rápidas marcam localmente a transição entre o final do Pleistoceno e o início do Holoceno.

RECONSTRUÇÃO PALEOAMBIENTAL

Através das análises petrográficas e datações, conclui-se que o ambiente deposicional no início do Holoceno, período no qual os [l'kl]p'<L zdxv *beachrocks* da Ilha do Cabo Frio foram depositados, era muito diferente do ambiente que se observa atualmente. Tendo em vista que o nível do mar localizava-se a 1,5 m acima do atual e a composição da praia era predominante bioclástica. A predominância de bioclastos de algas vermelhas (gênero *Spogite*) na composição das areias de praia em todo período sugerem ambiente deposicional sob condições de águas com temperaturas acima de 23° C, enquanto que a condição atual, com águas com temperaturas média de 19° C, há predominância de silicláticos nas areias da praia. Portanto, podemos concluir que durante o período de depósito dos *beachrocks* a temperatura média era superior a atual e os sedimentos da praia eram compostos predominantemente de carbonatos. Visto que a vigência atual de águas frias na região estudada é provocada pela atuação da ressurgência, conclui-se que a época da formação das paleopraias não ocorria esse fenômeno.

7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Alexandersson, T. 1969. Recent Littoral and Sublittoral High-Mg Calcite Lithification in the Mediterranean. *Sedimentology* 12: 47–61.

Alexandersson, T. 1972. Mediterranean Beachrock Cementation: Marine Precipitation of MG-calcite. In: STANLEY, D.J.(ed.) *The Mediterranean Sea: A Natural Sedimentation Laboratory*. Hutchinson & Ross, p.203-223.

Almeida, F.F.M. 1991. O Alinhamento Magmático de Cabo Frio. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 2, São Paulo e Rio de Janeiro. 1991. Atas, p. 423-428.

Ambiental (2002), plano de manejo da APA do Pau-Brasil/Rio de Janeiro.

Amieux, P., Bernier, P., Dalongeville, R., Medwecki, V., 1989. Cathodoluminescence of carbonate-cemented Holocene beachrock from the Togo coastline (West Africa): an approach to early diagenesis. *Sedimentary Geology* 65, 261–272.

Barbosa, D. S. 2003 *Sedimentação Orgânica na Lagoa Brejo do Espinho (Cabo Frio,RJ): Composição e Implicações Paleoclimáticas*. Programa de Pós-graduação em Geologia e Geofísica Marinha, Universidade Federal Fluminense, Dissertação de Mestrado, 90p.

Barbieri, E.B. 1984. Cabo Frio e Iguaba Grande, Dois Microclimas Distintos a Um Curto Intervalo Espacial. In: RESTINGAS: ORIGEM, ESTRUTURA E PROCESSOS, 1, Niterói, 1984. *Resumos expandidos*, Niterói,UFF, p. 3-13.

BEZERRA, F.H.R.; BARRETO, A.M.F.; & SUGUIO, K. 2003. Holocene Sea-Level History on the Rio Grande do Norte State Coast, Brazil.

Bezerra, F.H.R.; Amaral, R.F.; Lima-Filho, F.P.; Ferreira Jr.; A.V.; Sena, E.S. & Diniz, R.F., 2004. Beachrock Fracturing in Brazil. *Journal of Coastal Research*, 42: 169–182.

Beier, J.A., 1985. Diagenesis of Quaternary Bahamian beachrock: petrographic and isotopic evidence. *Journal of Sedimentary Petrology* 55 (5), 755–761

Caldas, L.H.O.; Stattegger, K. & Vital, H. 2005. Holocene Sea-Level History: Evidence From Coastal Sediments of the Northern Rio Grande do Norte Coast, NE, Brazil. *Marine Geology*, 228: 39-53.

Castro, J.W.A; Fernandes, D. & Dias F.F. 2011. Monitoramento do Processo de Erosão Costeira na Praia das Tartarugas, Rio das Ostras - Estado do Rio de Janeiro / Brasil: Aplicação de Metodologia Quantitativa. *Journal of Integrated Coastal Zone Management* 11(3):355-368 (2011)

Castro, J.W.A. & Suguio, K. 2010. Holocene and Late Pleistocene Relative Sea Level Fluctuations in Cabo Frio Island, Rio de Janeiro State - Brazil. Strati 2010: 4 SEMANA DE CONGRESSO FRANCES DE ESTRATIGRAFIA, Paris (France). 58 – 61 p

Castro, J.W.A. & Suguio, K. 2011. Rochas de praia Beachrocks testemunhos de antigas posições do nível relativo do mar na Ilha do Cabo Frio (Arraial do Cabo) Rio de Janeiro – registro local da transição pleistoceno – Holoceno.

Chaves, N.S. & Sial. 1998. Mixed Oceanic and Freshwater Depositional Conditions for Beachrocks of Northeast Brazil: Evidence From Carbon and Oxygen Isotopes. *International Geology Review* 40: 724- 754

Chivas, A., Chappell, J., Polach, H., Pillans, B., Flood, P., 1986. Radiocarbon evidence for the timing and rate of island development, beachrock formation and phosphatization at Lady Elliot Island, Queensland, Australia. *Mar. Geol.* 69, 273–287.

Choquette, P.W & Pray, L.C. 1970 Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. THE AMERICAN ASSOCIATION OF PETROLEUM GEOLOGIST BULLETIN, 54: 207 - 250

CPRM – Serviço Geológico do Brasil; BRASÍLIA 2001; PROGRAMA LEVANTAMENTOS GEOLÓGICOS BÁSICOS DO BRASIL.

Cooper, J.A.G. 1991. Beachrock Formation in Low Latitudes: Implications For Coastal Evolutionary Models. *Marine Geology*, 98 (1): 145–154.

Cooray, P.G., 1968. A note on the occurrence of beachrock along the west coast of Ceylon. *Journal of Sedimentary Petrology* 38, 650–654.

Dantas, M.E. 2000. Geomorfologia do Estado do Rio de Janeiro. In: Silva, L.C. & Cunha, H.C.S. (eds) *Geologia do Estado do Rio de Janeiro*, Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, CPRM – Serviço Geológico do Brasil, p. 1-63.

Desruelles, S; Fouache, E & Ciner, A. Beachrocks and sea level changes since Middle Holocene: Comparison between the insular group of Mykonos–Delos–Rhenia (Cyclades, Greece) and the southern coast of Turkey. *Global and Planetary Change* 66 (2009) 19–33

El-Sayed, M.K., 1988. Beachrock cementation in Alexandria, Egypt. *Marine Geology*, 80 (1–2): 29–35.

Fontenelle, T. & Akasaka, N. 2008. Perspectiva do Estudo de Rochas Sedimentares em Geomorfologia Costeira. In: Anais do I Encontro de Geografia da Faculdade de Educação da Baixada Fluminense, 1, Nilópolis, 2008. *Anais*, Nilópolis, FEBF, p. 15-22.

Ginsburg, R.N. 1953. Beachrock in South Florida. *Journal of Sedimentary Petrology*, 23: 85–92.

Gischler, E. & Lomando, A.J. 1997. Holocene Cemented Beach Deposits in Belize. *Sedimentary Geology*, 110: 277-297.

- Hanor, J.S. 1978. Precipitation of Beachrock Cements: Mixing of Marine and Meteoric Waters vs. CO₂-degassing. *J. Sediment. Petrol.*, 48: 489–501.
- Holail, H. & Rashed, M. 1992. Stable Isotopic Composition of Carbonate-Cemented Recent Beachrock Along the Mediterranean and the Red Sea Coasts of Egypt. *Marine Geology*, 106: 141-148.
- Hopley, D. 1986. Beachrock as a Sea-Level Indicator. In: VAN DEPLASSCHE, O. (ed.) *Sea-level Research: A Manual for Collection and Evaluation of Data*. Editora Geo Books, p. 157–173.
- Kelletat, D. 2006. Beachrock as Sea-Level Indicator? Remarks from a Geomorphological Point of View. *Journal of Coastal Research*. Vol 22 (6) 1558 -1564 p.
- Khalaf, F.I. 1988. Quaternary Calcareous Hard Rocks and The Associated Sediments in the Intertidal and Offshore Zones of Kuwait. *Mar.Geol.*, 80 (1–2): 1–27.
- Kindler, P. & Bain, R.J. 1993. Submerged Upper Holocene Beachrock on San Salvador Island, Bahamas: Implications for Recent Sea-Level History. *Geol. Rundsch.*, 82: 24–247.
- Longman, M.W. 1980. Carbonate Diagenetic Textures From Nearsurface Diagenetic Environments. *AAPG Bull.*, 64: 461–487.
- Mabesoone, J.M. (1964) - “Origin end age of the sandstone reefs of Pernambuco” (Northeastern Brazil). *Journal Sedimentary Petrology*, 34: 715 - 726 p.
- Maxwell, W.G.H., 1962. Lithification of carbonate sediments in the Heron Island Reef, Great Barrier Reef. *Journal of the Geological Society of Australia* 8, 217–238.
- Meyers, J.H. 1987. Marine Vadose Beachrock Cementation by Cryptocrystalline Magnesian Calcite-Maui, Hawaii. *J. Sediment. Petrol.*, 57: 558–570.
- Milliman, J.D., 1974. *Marine Carbonates*. Springer-Verlag, Berlin. 375 pp
- Moore Jr., C.H. & Billings, G.K. 1971. Preliminary Model of Beachrock Cementation, Grand Cayman Island In: Bricker, O.P. (ed.) *Carbonate Cements. Studies in Geology* 19, p. 40–43.
- Motoki, A. & Sichel, S.E. 2008. Hydraulic Fracturing as Possible Mechanism of Dyke-Sill Transition and Horizontal Discordant Intrusion: An Example of Arraial do Cabo area, State of Rio de Janeiro, Brazil. *Geofisica Internacional, México*, v. 47, v. 1, p. 13- 25.
- Moura, D.; Veiga-Pires, C.; Albardeiro, L.; Boski, T.; Rodrigues, A.L. & Tareco, H. 2007. Holocene Sea Level Fluctuations and Coastal Evolution in the Central Algarve (Southern Portugal). *Marine Geology*, 237: 127–142.
- Neumeier, U. 1999. Experimental Modelling of Beachrock Cementation Under Microbial Influence. *Sedimentary Geology*, 126: 35–46.

Nimer, E. 1989. Climatologia do Brasil. Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística, Departamento de Recursos Naturais e Ambientais. Rio de Janeiro, RJ, Brazil.

Ramsay, P.J., 1994. Marine geology of the Sodwana Bay shelf, southeast Africa. *Marine Geology* 120, 225–247.

Rey, D.; Rubio, B.; Bernabeu, A.M. & Vilas, F. 2004. Formation, Exposure, and Evolution of a High-Latitude Beachrock in the Intertidal Zone of the Corrubedo Complex (Ria de Arousa, Galicia, NW Spain). *Sediment. Geol.*, 169 (1–2): 93–105.

Russel, R.J. 1959. Caribbean Beachrock Observations. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 3: 227–236.

Russell, R.J. 1962. Origin of Beachrock. *Z. Geomorphol.*, 6: 1–16.

Russell, R.J. & McIntire, W.G. 1965. Southern Hemisphere Beachrock. *Geogr. Rev.*, 55: 17–45.

Sanlaville, P., Dalongeville, R., Bernier, P., Evin, J., 1997. The Syrian coast: a model of Holocene coastal evolution. *Journal of Coastal Research* 13 (2), 385–396.

Scoffin, T.P. 1970. A Conglomeratic Beachrock in Bimini, Bahamas. *Journal of Sedimentary Petrology*, 40: 756–759.

Scoffin, T.P. & Stoddart, D.R. 1983. Beachrock and Intertidal Sediments. In: Goudie, A.S. & Pye, K. (eds.) *Chemical Sediments and Geomorphology*. Academic Press, p. 401–425.

Sichel, S.E.; Schimiddt, R.S.; Araújo, A.L.N.; Skerepnek, C.; Canabarro, D.; Alves, E.L.; Guerra, J.V. & Stanton, N. 2005. Guia de Excursão de Campo à Ilha do Cabo Frio In: Simpósio de VulcanismoeAmbientes Associados, 3, CaboFrio, 2005. *Resumos expandidos*, Cabo Frio, p. 22.

Sibley, D.F., Murray, R.C., 1972. Marine diagenesis of carbonate sediment, Bonaire, Netherlands Antilles. *Journal of Sedimentary Petrology* 42 (1), 168–178.

Siesser, W.G., 1974. Relict and recent beachrock from southern Africa. *Geological Society of America Bulletin* 85, 1849–1854.

Silva, A.C da. 1985. Sedimentação e Morfologia do Fundo da Plataforma Continental Interna nas Proximidades da Ilha do Cabo Frio – RJ. Programa de Pós-graduação em Geografia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Dissertação de Mestrado, 189p.

Silva, A.C da & CASTRO, J.W.A. 2007. Evolução Batimétrica, Sedimentológica e Ambiental da Enseada dos Anjos - Arraial do Cabo/RJ. *Anais Hidrográficos*. TOMO LXIV, p- 54-65.

- Spurgeon, D.; Davis Jr., R.A. & Shinnu, E.A. 2003. Formation of 'Beach Rock' at Siesta Key, Florida and its influence on barrier island development. *Marine Geology*, 200: 19-29
- Strasser, A., Davaud, E. & Jedoui, Y. 1989. Carbonate Cements in Holocene Beachrock: Example from Bahiret et Biban, Southeastern Tunisia. *Sediment. Geol.*, 62 (1): 89–100.
- Suguio, K. 1973. *Introdução à Sedimentologia*. SãoPaulo, Edgard Blucher. 317p
- Suguio, K.; Bittencourt, A.C.; Dominguez, J.M.; Flexor, J.M. & Azevedo, A.E.G. 1985. Flutuações do Nível Relativo do Mar Durante o Quaternário
- Suguio, K.; Angulo, R. J.; Carvalho, A. M.; Corrêa, I. C. S.; Tomazelli, L. J. & Vital, H. 2005. Paleoníveis do Mar e Paleolinhas de Costa. In: SUGUIO, K. (ed.) *Quaternário do Brasil*. Editora Holos, p.114-129.
- Taylor, J.C.M., Illing, L.V., 1969. Holocene intertidal calcium carbonate cementation, Qatar, Persian Gulf. *Sedimentology* 12,69–107.
- Tietz, G., Muller, G., 1971. High-Magnesian Calcite and Aragonite cementation in recent beachrocks, Fuerteventure, Canary Island, Spain. In: Bricker, O.P. (ed.) *Carbonate Cement*. Johns Hopkins Press, p. 4-8.
- Vieira, M.M. & Luiz Fernando De Ros, L.F. 2006. Cemenation Patterns and Genetic Implications of Holocene Beachrocks From Northeastern Brazil. *Sedimentary Geology* 192: 207–230
- Vieira, M.M.; De Ros, L.F. & Bezerra, F.H.R. 2007. Lithofaciologic and Paleoenvironmental Analysis of Holocene Beachrock in Northeastern Brazil. *Journal of Coastal Research*, 236: 1535–1548.
- Vousdoukas, M.I.; Velegrakis, A.F. & Plomaritis, T.A. 2007. Beachrock Occurrence, Characteristics, Formation Mechanisms and Impacts. *Earth Science Review*, 85: 23–46
- Webb, G.E., Jell, J.S., Baker, J.C., 1999. Cryptic intertidal microbialites in beachrock, Heron Island, Great Barrier Reef: implications for the origin of microcrystalline beachrock cement. *Sedimentary Geology* 126, 317–334.
- Zimbres, E. K.; Kawashita, K. & Van Schmus, W. R. 1990. Evidências de um Núcleo Transamazônico na Região de Cabo Frio, RJ e sua Conexão com o Cráton de Angola. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36, Natal, 1990. *Anais*, Natal,UFRN, p.2735-2743.